

男鹿半島上部新生界の地質および年代

著者	北里 洋
雑誌名	東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告
巻	75
ページ	17-49
発行年	1975-03-31
URL	http://hdl.handle.net/10097/33192

男鹿半島上部新生界の地質および年代

北 里 洋

I. 緒 言

火砕岩鍵層の追跡による同一時間面あるいは同一堆積面の認定は、適用範囲が限られてはいるものの、地層の同時性を把握する方法としてすぐれている (Thorarinsson, 1944)。また地層の年代を把握するためには古地磁気層位学、海生浮遊性生物による小型化石層位学、および放射性元素による絶対年代測定による方法などが現在最も有効であると考えられる。

男鹿半島は新第三系がよくそろっているところで、石油を産したため、日本において地質学的あるいは古生物学的にもっともよく研究されている地域の一つであり、岩石層位学的・構造地質学的研究としては外山 (1925)、千谷 (1925)、大橋 (1930)、高橋 (1940)、藤岡 (1948, 1959)、池辺 (1962)、Huzioka *et al.* (1970) などが、化石層位学的・古生物学的研究としては Yokoyama (1926)、Hanzawa (1935)、Hatai (1938)、浅野 (1939, 1948)、Yabe and Hatai (1941)、小高 (1954)、Kanaya (1959)、Nakaseko (1959)、Takayasu (1962)、Matsunaga (1963)、高柳・大場 (1966)、Koizumi (1968)、Burckle (1971)、Saito and Maiya (1973)、Maiya, Saito and Sato (1975, in press) などがある。本地域に発達する地層は、数多くの研究者によって日本の、とくに油田地域の新生界の標式的地層とみなされ、その層序区分はしばしば時間層位区分の標準とされた (Yabe and Hatai, 1941; 北村, 1959; Minato *et al.*, 1965; Ikebe *et al.*, 1972 など)。

本研究はこのような背景をもつ男鹿半島地域に前記の方法を適用しようと試みたもので、1971 年から 1973 年にかけて東北大学理学研究科修士課程課題研究として行なった。

本研究を行なうに当り、東北大学浅野 清名誉教授、同理学部北村 信教授、中川久夫助教授、東北大学教養部新妻信明博士、東京大学海洋研究所木村勝弘博士には層位学的、古生物学的観点より数多くの有益な指導助言をしていただいた。とくに木村博士には未公表資料および古地磁気測定用試料の提供を受けた。東北大学理学部高柳洋吉教授には有孔虫化石同定の指導、高山俊昭博士には石灰質ナノ化石、酒井豊三郎博士には放散虫化石、大阪大学教養部小泉 格博士には珩藻化石のそれぞれ同定をしていただいた。

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室の植田良夫教授、加藤祐三博士には K-Ar 法による年代測定をしていただいた。秋田大学鉱山学部の藤岡一男教授、高安泰助教授、的場保望講師ならびに石油資源開発株式会社秋田鉱業所所員の方々には野外調査の際数多くの便宜を計っていただき、また層位学的、古生物学的な見地より討論していただいた。なお本論をまとめるにあたり、高柳教授ならびに中川助教授に原稿を校閲していただいた。以上の方々に厚く感謝の意を表する。

II. 地 質

1. 地質概説

男鹿半島は秋田県北西部に位置し、日本海に突出した半島である (Fig. 1)。本土との間には砂州と低平地に抱かれた八郎湖 (旧八郎潟) があって男鹿半島はほぼ独立した島状をなし、本土とは地表における地層の連続はない。

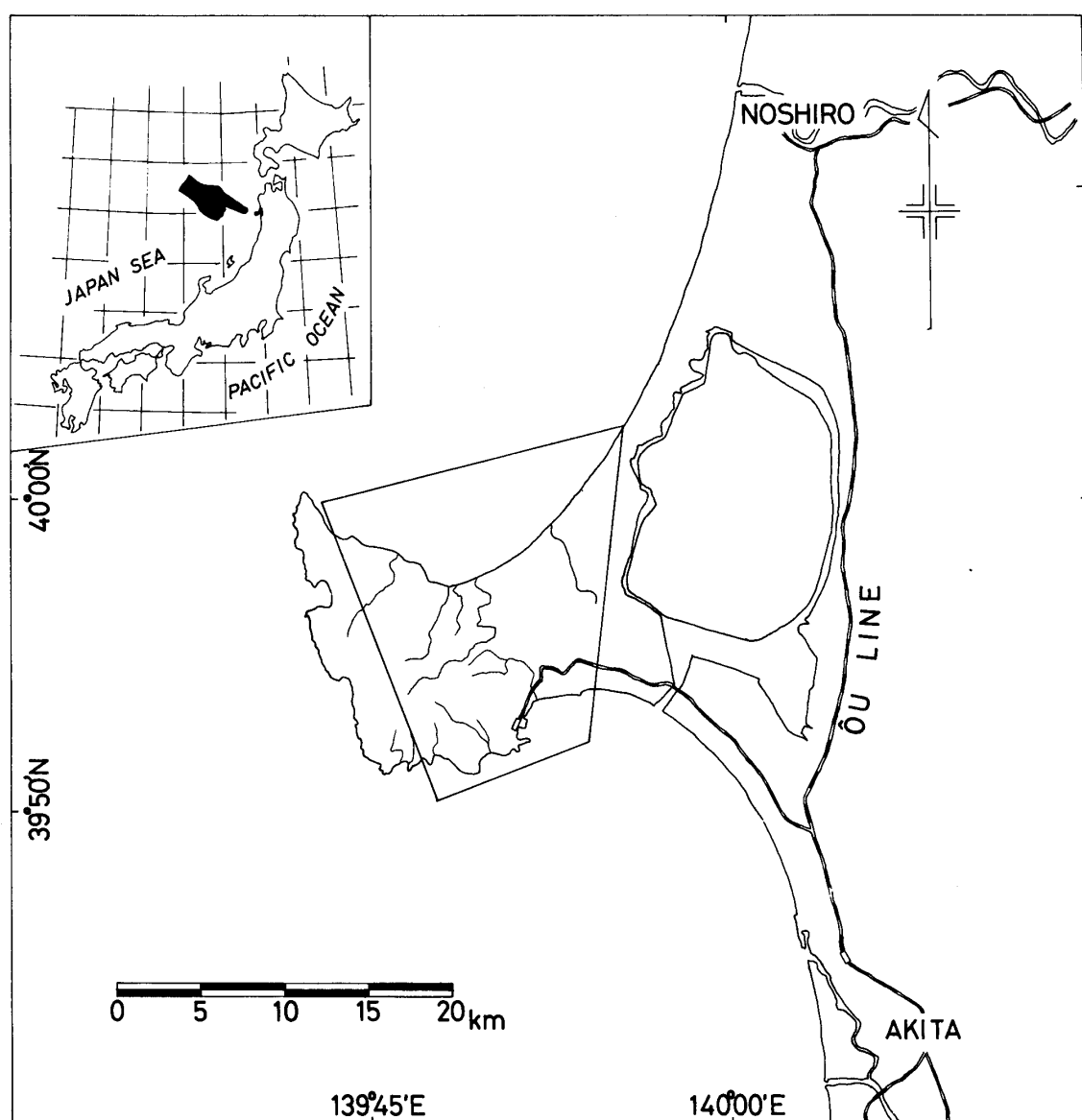


Fig. 1. Map showing the area studied.

本地域で最も古い地層は北西部に露出し、東部に向って新しい堆積物が重なっている。堆積物累積状態の特徴としては、下位より、塩基性火山碎屑物、酸性火山碎屑物、陸成堆積物、浅海性堆積物、深海性堆積物、浅海性堆積物、陸成堆積物の順序をもち、一連の堆積輪廻を示す。これらの地層の傾斜は $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ である。

断層および褶曲は半島西部の火山岩露出地域、半島北東部および半島東部の地域に集中し、断層の大部分は北北西—南南東、または北東—南西の走向をもち、褶曲軸も南北方向のものが卓越する。

2. 層序区分と鍵層

男鹿半島の地層中には火砕岩薄層が数多く夾在するが、それらの各々は他の碎屑岩に比較して、きわめて短時間に堆積したと考えられる。すなわち、火砕岩薄層を構成する火山碎屑物は火山爆発によって供給され、それが薄層をなして碎屑岩中に夾在することは、火山爆発が限られた時間内に行なわれ、休止したことを示している。また男鹿半島の火砕岩薄層は各層ごとに成層状態、粒子組

Table 1. List of the named key beds, their lithologic descriptions and type localities in the Oga Peninsula.

KEY BEDS	DESCRIPTION	TYPE LOCALITY
Pk	(Sd)/ p f T(33)/ (Sd)	安田西方 100m
Pnt	(lg Slt)/ Lg(60)/ lg Slt(25)/ w c P(65)/ w f T(2)/ w c P(3)/ w f T(1)/ w c P(35)/ alt. lg Slt & w m P(18)/ Lg(33)/ lg Slt(10)/ (f Sd)	安田西方 200m
An	(sdy Slt)/ gr w f T(10)/ f-m G(20)/ (sdy Slt)	安田西方 1000m
Oz 1	(Slt)/ light pp vf T(58)/ w c P(2)/ (Slt)	生島崎西方 500m
Oz 2	(Slt)/ thin alt. light pp vf T(36)/ (Slt)	"
Oz 3	(Slt)/ thin alt. light pp f T(100)/ (Slt)	"
Oz 4	(Slt)/ pmc Sd(6)/ light pp vf T(50)/ alt. vf T & G(34)/ (Slt)	"
Oz 5	(Slt)/ gr f T(20)/ (Slt)	"
Hm 1	(Slt)/ gr sdy m T(10)/ w f T(35)/ (Slt)	赤間口西方
Hm 2	(Slt)/ w f-m T(40)/ c G(10)/ (Slt)	"
Hm 3	(Slt)/ sdy m T(8)/ vf T(7)/ gr f T(5)/ (Slt)	"
Hm 4	(Slt)/ thin alt. vf T & f T(60)/ sdy m T(70)/ (Slt)	"
Hm 5	(Slt)/ gr f T(7)/ (Slt)	"
Hm 6	(Slt)/ gr w vf T(14)/ w f T(16)/ (Slt)	"
Hm 7	(Slt)/ alt. vf T & w f T(20)/ tfc Slt(4)/ bu gr f T(8)/ alt. w vf T & w f T(25)/ w m G(0.5)/ (Slt)	"
Hm 8	(Slt)/ gr w vf T(10)/ w f T(20)/ gr w vf T(10)/ (Slt)	"
Hm 9	(Slt)/ light pp vf T(60)/ (Slt)	"
Hm 10	(Slt)/ gr w vf T(3)/ w f T(11)/ sdy T(13)/ gr w vf T(6)/ w f T(7)/ sdy T(18)/ w m G(1)/ (Slt)	"
Hm 11	(Slt)/ gr w vf T(7)/ gr w sdy T(12)/ bu gr sdy T(3)/ (Slt)	"
Km 1	(Slt)/ gr sdy T(10)/ w f T(4)/ (Slt)	小増川河口
Km 2	(Slt)/ alt. gr w vf T & w f T(16)/ bl f T(1)/ w f T(31)/ gr w sdy f T(10)/ / w f T(17)/ w f G(5)/ (Slt)	"
Km 3	(Slt)/ gr vf T(2)/ w f T(2)/ gr w vf T(10)/ gr w f T(10)/ w f T(15)/ gr w f T(10)/ f G(10)/ w m G(20)/ bl vf T(1)/ (Slt)	"
Km 4	(Slt)/ gr w vf T(4)/ gr bl vf T(1)/ w f T(1)/ gr w f T(5)/ w f T(1)/ gr w G(3)/ bl vf T(0.5)/ (Slt)	"
Ak 1	(Slt)/ w f T(27)/ (Slt)	相川渡港
Ak 2	(Slt)/ gr vf T with black spot(8)/ (Slt)	"
Ak 3	(Slt)/ w f T(3.5)/ Slt(8.5)/ gr w sdy m T(6)/ tfc Sd(1)/ Slt(9)/ tfc Sd (0.5)/ Slt(7)/ w m G(9)/ (Slt)	相川下流
Nm 1	(Slt)/ gr vf T(20)/ gr f T(2)/ gr vf T(10)/ gr f T(4)/ lam gr vf T(60)/ gr sdy f T(25)/ gr vf T(20)/ gr sdy T(5)/ gr vf T(50)/ gr sdy T(5)/ gr vf T(30)/ gr sdy T(50)/ (Slt)	野村渡港
Nm 2	(Slt)/ gr vf T(80)/ gr f T(5)/ nodule(5)/ gr vf T(30)/ gr f T(10)/ pmc c Sd(0-2)/ (Slt)	"
Nm 3	(Slt)/ gr vf T(15)/ gr w vf T(15)/ thin alt. vf T & f T(13)/ gr f T(10)/ w f T(5)/ (Slt)	"
Mm	(Slt)/ w vf T(10)/ w f T(60)/ w f-m T(60)/ gr w m T(150)/ lam. m T(50)/ sdy c T(2)/ lam. m T(10)/ sdy c T(2)/ c T(5)/ sdy c T(5)/ (Slt)	南平沢北方 200m

ABBREVIATION

Sd	: sand	c	: coarse-grained
Slt	: silt	m	: medium-grained
T	: tuff	f	: fine-grained
G	: Gomashio	vf	: very fine-grained
P	: pumice		
L	: lignite	w	: white
		bu	: blue
sdy	: sandy	pp	: purple
tfc	: tuffaceous	p	: pink
pmc	: pumiceous	gr	: gray
lam.	: laminated	bl	: black
alt.	: alternation		
lg	: lignitic		

(Thickness in centimeters)

成, 構成鉱物において固有の特徴を示す. このことはそれぞれの火山碎屑物が単一の火山活動によってその分布範囲内にほぼ一様に供給されたことを示しているであろう. この点に注目すると地層中に夾まれる一火砕岩薄層は一つの時間面または帯を代表するものと考えることができる. このような火砕岩薄層によって同一時間面を認定し, これらを鍵層として地層を追跡することによって時間帯を地域的に把握することができる.

男鹿半島の火砕岩薄層は主として白色細粒凝灰岩であるが, 30 枚の火砕岩薄層を判別することができる特徴をもっていて, これらを夾む地層の水平方向へのいちじるしい岩相変化にもかかわらず, 各火砕岩またはそれらの組合せを野外で追跡することが可能である. これらの鍵層について模式地を設定し, 名称を付した. 模式地における岩相を Table 1 に記載した. 鍵層の名称は原則として模式地の地名を略した 2 字のローマ字と, 模式地における上位からの順番を示す番号より成る. 例えば模式地が浜間口であり, 模式地で上位より 3 番目の鍵層は Hm 3 となる. またピンクタフ (Pk), パミスタフ (Pmt), および南平沢凝灰岩 (Mm) はすでに現地の調査者間で一般に用いられている名称なのでこれを踏襲した.

層序区分は岩相層序区分にもとづき, 地層の境界は原則として岩相が顕著に変化する層準とした. しかし岩相が漸移する場合には境界を明確に限定するためにその付近に夾在する火砕岩鍵層を選んで境界とした.

3. 地層各論

A. 西黒沢層より下位の地層

西黒沢層より下位には, 変質玄武岩, 変質安山岩, 流紋岩, 石英安山岩の各熔岩および同質凝灰角礫岩, 砂岩, 礫岩などがあり, 調査地域の西部に分布する. 藤岡 (1959) の区分によると, 変質玄武岩および変質安山岩は門前層, 流紋岩, 石英安山岩, 砂岩, 礫岩は台島層にそれぞれ相当する. 大増川ぞいに走る断層をはさんで前者は北西側に, 後者は南東側に分布する.

B. 西黒沢層 (Nishikurosawa Formation)

命名: 大橋 (1918MS), 外山 (1925) 紹介.

模式地: 秋田県男鹿市西黒沢より北磯にかけての海岸.

分布および岩質: 本層は調査地域の西部に, NNW の走向, 5° ~ 20° E の傾斜で点々と分布する. 岩質は粗粒砂岩, 礫岩, 明褐色硬質シルト岩, 暗灰色シルト岩であり, 数枚の浮石質凝灰岩薄層を夾む. 大増川以北模式地までは砂岩, 礫岩が卓越し, 大増川より南方へ南海岸までは, シルト岩が卓越する. 層厚は南海岸では 170 m, 模式地では約 30 m である. なお比詰川上流には本層は分布せず, 女川層が直接西黒沢層より下位の地層の砂質凝灰岩を覆っている.

層位関係: 本層上部の暗灰色シルト岩は上位の女川層最下位の海緑石砂岩を境にして漸移的に岩相変化する. 下位層とは大部分の地域において不整合あるいは断層で接するが, 台島沢では本層下部の海成砂岩と下位の藤岡 (1959) の台島層最上部に含まれる陸成砂岩とが指交する.

化石: 本層は各種化石を多産し, 模式地においては多数の海生軟体動物, 大型有孔虫 *Miogyopsina kotoi* Hanzawa, *Operculina complanata japonica* Hanzawa を産する. また南海岸では海綿の *Aphrocallistes* spp., 少数の軟体動物, 小型有孔虫 *Globorotalia* (*Turborotalia*) *peripheroronda* Blow and Banner, Grt. (T.) *birnageae* Blow, Grt. (T.) *scitula praescitula* Blow など, そして石灰質ナンノプランクトン *Sphaenolithus heteromorphus* Deflandre, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller を産する.

Fig. 2. Schematic stratigraphic succession in the Oga Peninsula.

分布および岩質：本層は模式地より北西方向に NNW の走向、 $2^{\circ} \sim 20^{\circ}$ E の傾斜で大堤まで分布し、断層で分布を限られて台島北方、西黒沢にも分布する。岩質は硬質頁岩、珧質頁岩、海緑石砂岩、含珧藻泥岩と珧質頁岩の互層である。模式地では下位より海緑石砂岩（厚さ 2 m）、含珧藻泥岩と珧質頁岩の互層（10 m）、珧質頁岩（60 m）、硬質頁岩（100 m）の順で重なっている。同様な層序は模式地より滝川上流まで追跡される。含珧藻泥岩と珧質頁岩の互層は模式地付近にその分布を限られる。女川層は大增川上流沿岸では硬質頁岩のみによって構成され、大增川以北ではすべて珧質頁岩である。層厚は模式地で 170 m、北海岸西黒沢では 5 m である。本層には火砕岩はない。

層位関係：模式地において、本層下部の含珪藻泥岩と珪質頁岩の互層は下位西黒沢層上部の暗灰色シルト岩より海緑石砂岩を境にして漸移的に岩相変化する。また女川沢、大增川、相川上流、賀茂川支流、西黒沢においても西黒沢層のシルト岩あるいは砂質凝灰岩と整合の関係にある。しかし馬生目の西方、滝川上流において台島層の砂質凝灰岩と、また賀茂川、大堤では門前層の安山岩とそれぞれ不整合の関係にある。

化石：本層は全体に貧化石であるが、少数の軟体動物化石、および珪藻、放散虫、有孔虫等の微化石を産する。

D. 船川層 (Funakawa Formation)

命名：大橋 (1918MS)、外山 (1925) 紹介。

模式地：秋田県男鹿市相川中上流部。

従来、男鹿市船川近傍に模式地が設けられていたが、露出がきわめて悪いので改めて相川流域を模式地として指定する。

分布および岩質：南海岸、増川から船川付近にかけての地域から北西方向に北海岸野村付近まで分布し、野村川中流部で背斜構造を作り、断層で切られて湯ノ尻、西黒沢に分布する。また申川付近で背斜軸部を形成して分布する。

本層は含珪藻泥岩、暗灰色泥岩より成り数多くの細粒あるいは中粒凝灰岩を夾在する。中下部には南平沢凝灰岩 (Mm) があり広く追跡される。大增川をはさんで南北で岩相の差が顕著であり、南海岸の方が北海岸に比較して細粒砂岩の夾みが多く、泥岩の色は淡い。また含珪藻泥岩は小屋ノ沢以北に分布し、安全寺部落付近で南海岸から連続する灰色泥岩と指交関係にある。凝灰岩薄層も大增川より南部では凝灰岩の構成粒子の淘汰が悪く、北部ではきわめて淘汰が良い。含珪藻泥岩のほかには海緑石砂岩も北部にのみ分布する。

大增川付近での南北の岩相の差は西黒沢層より下位の地層より、西黒沢層、女川層を経て、船川層まで継続して認められる。この現象は男鹿半島地域での地質構造発達史を考える上で重要なことと思われる。

申川付近の船川層上部は暗灰色塊状泥岩であり、白色浮石質凝灰岩の塊が乱堆積状に散在する。

本層の層厚は 350 m から 1000 m で、南海岸で厚く北海岸で薄い。

なお含珪藻泥岩はきわめて特徴的であるので真山含珪藻泥岩部層として区別した。

層位関係：本層最下部の含珪藻泥岩あるいは塊状泥岩は下位女川層の硬質頁岩より漸移する。船川層の下限は硬質頁岩の上限とする。

化石：本層は珪藻、放散虫の珪質微化石を多産する。

D'. 真山含珪藻泥岩部層 (Shinzan diatomaceous mudstone Member)

命名：Kanaya (1959)。

模式地：秋田県男鹿市下真山。

分布および岩質：本部層は船川層下部に含まれ含珪藻泥岩より成る。小屋ノ沢より北西方向に湯本付近まで連続して分布し、西黒沢にも分布する。岩質は無層理肌色含珪藻泥岩であり、最大層厚は 150 m である。

層位関係：本部層は船川層主部の暗灰色シルト岩と指交関係にあり、下位女川層と整合である。

化石：珪藻化石を多産する。

E. 北浦層 (Kitauro Formation)

命名：大橋 (1918MS), 外山 (1925) 紹介.

模式地：秋田県男鹿市相川中流部より相川河口, そして相川部落より安田部落西方にかけての間口浜.

分布および岩質：本層は半島中央部に NNW の走向で南海岸から北海岸まで広く分布する. 浜間口より琴川南方にかけてはいくつかの褶曲構造を形成しており, また男鹿温泉付近ではゆるい向斜の軸部に分布する. 申川付近では NNW の走向, 東傾斜で分布する.

本層は凝灰質砂岩と泥岩の互層より成り多数の細粒凝灰岩薄層を夾在する. 凝灰岩薄層は粒子組成, 内部構造など層ごとに特徴があり, そのうち 26 層が鍵層として有効である.

模式地における岩相は下部より, シルト岩礫を含む凝灰質砂岩を夾む砂岩泥岩互層, 有律凝灰質砂岩泥岩互層, 砂岩より漸移的に泥岩に岩相変化する凝灰質砂岩泥岩互層の順で重なる. 鍵層を規準としてこれらの岩相の地域的変化を検討すると, 上部の凝灰質砂岩泥岩互層は, 寒風山の南側から南海岸まででは偽礫を含む厚い砂岩を夾む凝灰質砂岩泥岩互層になる. また申川で見られる北浦層は模式地の中・下部に相当するが, 岩相は塊状シルト岩である. 本層の層厚は 700 m から 1400 m で, 北海岸で厚く, 南海岸, 申川, 男鹿温泉において薄い.

層位関係：下位の船川層上部の暗灰色シルト岩は本層下部の暗緑色シルト岩へ漸移的に変化する. よって北浦層と船川層の境界はその岩相移化部に夾在する Nm 3 鍵層の基底とする.

化石：本層からは石灰質微化石, 珩質微化石を多産する. 軟体動物化石もわずかであるが産する. 上部の互層部では, 軟体動物化石・有孔虫化石が層理面に密集することがある.

F. 脇本層 (Wakimoto Formation)

命名：外山 (1925).

模式地：秋田県男鹿市脇本部落より生鼻岬にわたる海岸一帯.

分布および岩質：南海岸脇本付近より NNW の走向, $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の東傾斜で北北西の方向に分布し, 寒風山より北側では南北軸の褶曲構造に規制されるが, やはり北北西の方向に分布する. 本層を特徴づける岩質は砂質シルト岩であり, 模式地では, 下位より順に, 海緑石の散在するシルト岩, 砂質シルト岩と礫質砂岩の互層, 塊状砂質シルト岩が重なっている. これに対して北海岸, 安田一浜間口間では無層理シルト岩である. 層厚は模式地で 115 m であり, 北に向って薄くなり, 北海岸では 20 m である.

層位関係：模式地を含む寒風山以南では, 本層の砂質シルト岩と下位の北浦層の凝灰質砂岩とシルト岩の互層との岩相の差は海緑石の散在するシルト岩を境にしていちじるしい. しかしながら北海岸では北浦層との岩相の差はそれほど顕著でない. 北海岸における北浦層と脇本層の境界は北浦層上部の凝灰質砂岩泥岩互層の凝灰質砂岩の上限と規定した.

化石：本層は石灰質, 珩質の微化石を多産し, また模式地からは *Turritella saishuensis* Yokoyama に代表される, いわゆる "大桑一万願寺フォナ" (Otuka, 1936) に属する軟体動物化石群が報告されている (高安, 1962).

G. 鮎川層 (Shibikawa Formation)

命名：大橋 (1918MS), 外山 (1925) 紹介.

模式地：秋田県男鹿市安田海岸.

分布および岩質：模式地より南方へ南北軸の褶曲構造によって東西両方向へ拡がるが, $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の傾斜で南海岸まで分布する. 本層は砂岩を主体として, シルト岩, 亜炭層, 浮石質凝灰岩を伴う.

模式地では下位より細粒砂岩、浮石質凝灰岩をはさむ亜炭層、亜炭質シルト岩、貝化石層を含む細粒砂岩、亜炭・貝化石層を含む細粒砂岩の順で重なる。野外において鍵層として有効なものはパミスタフ (Pmt) と亜炭層である。鍵層を規準として岩相変化を見ると、南海岸では全体的に礫質になり、下位の貝化石層はなくなり、また上位の貝化石層は一部が石灰岩化している。

南海岸において鮎川層に含まれる礫種は、下部では女川層由来と考えられる珪質頁岩が多く、上部では門前層あるいは台島層由来の変質安山岩、流紋岩、石英安山岩の礫が多くなる傾向があり、鮎川層堆積時、おそらく上昇運動に伴う礫供給地の移行を示すものと考えられる。

鮎川層の層厚は 50 m から 120 m であり、南海岸に向かって厚くなる傾向にある。

層位関係：模式地安田海岸において下位の脇本層最上部の 2 m の含亜炭質シルト岩に直接して本層最下部の細粒砂岩が重なる。また南海岸では脇本層の砂質シルト岩が上部に向かって漸移的に亜炭質になり、その上位に凝灰質の砂岩より成る鮎川層が重なる。このように模式地、南海岸のどちらでも鮎川層と下位の脇本層とは一見整合状に重なっている。しかし藤岡 (1950, 1959)、高安 (1962) は鮎川層と脇本層とは不整合関係にあるとしている。とくに高安は安田近傍において鮎川層の砂が脇本層を切りこんでいる所が見られたと述べている。筆者は高安のあげた露頭を確認できず、今回の調査によって不整合であるかどうかを積極的に判断する資料を得ることができなかったので一応従来の見解にしたがい不整合説をとる。

化石：本層は軟体動物化石を多産する。また石灰質、珪質の微化石も産する。

H. 安田層 (Anden Formation)

本層は従来鮎川層上部とされていたものであるが、鮎川層とは傾斜不整合で接している。「層」の定義において、構造単位の異なる地層を一括するのは不適切であるため、鮎川層より分離して安田層とする。

模式地：秋田県男鹿市安田海岸。

分布および岩質：本層は 5° 以下のゆるい傾斜で安田部落付近に向斜構造を形成して分布する。岩質は塊状細粒砂岩であり、鍵層としてピンクタフ鍵層 (Pk) がある。ピンクタフ鍵層を規準として検討すると、岩相は各地においてほとんど変化せず、わずかに木曾東方で礫質になっている。分布地域内における本層の層厚は 10 m である。

層位関係：本層は下位の鮎川層を傾斜不整合に覆う。

化石：本層は軟体動物化石を多産する。

I. 釜谷地層 (Kamayachi Formation)

命名：Huzioka *et al.* (1970)。

模式地：秋田県南秋田郡若美町宮沢から釜谷地にかけての海岸。

分布および岩質：模式地宮沢海岸のほか八ッ面、牧野にわずかに分布する。岩質は含貝殻黒色中粒砂岩であり、細礫質またはシルト岩質な部分もある。層厚は最大 3 m である。

層位関係：本層は北浦層の砂岩泥岩互層を傾斜不整合で覆い、潟西層に不整合に覆われる。

化石：石灰質微化石、軟体動物化石を多産する。

J. 潟西層 (Katanishi Formation)

命名：大橋 (1930)。

模式地：秋田県南秋田郡若美町鶴ノ木付近。

分布および岩質：本層は湖西地区に広く分布し、また牧野付近にも分布する。本層を代表する岩

質は中粒砂であり、粘土・礫をわずかながら夾む。模式地の鶴ノ木付近では層理が明瞭でない中粒砂であり、牛込付近では粘土と中粒砂の互層、安田では基底に *Glycymeris yessoensis* (Sowerby) を多量に含む礫があり、全体としては中粒砂である。また釜谷地、ハッ面、牧野でも中粒砂によって構成される。概して鶴ノ木より南では粘土の夾みが多く、北では砂が卓越する。層厚は 40 m である。

層位関係：模式地における上下層との層位関係は不明である。安田では安田層を、釜谷地、ハッ面、牧野では釜谷地層および北浦層をそれぞれ不整合に覆う。

化石：粘土中より植物化石を産する。

K. 寒風山火山噴出物 (Kampu-zan Volcanics)

分布および岩質：寒風山を中心として北は鮎川の南方、西は滝川付近、南は岩倉、東は浦田、樽沢付近まで分布する。岩質は輝石安山岩質熔岩および同質角礫凝灰岩である。

層位関係：火山噴出物は高さ 40 m の段丘を覆う。

L. 目潟火山噴出物 (Megata Volcanics)

分布および岩質：調査地域の北西、湯本付近に分布し、かんらん石アルカリ玄武岩起源のスコリアによって構成される。

層位関係：火山噴出物は高さ 40 m の段丘を覆う。

Schematic Stratigraphic Column	This Paper	Toyama (1925)	Chitani (1925)	Ohashi (1930)	Takahashi (1940)	Hanzawa (1954)	Huzioka (1959)	Huzioka <i>et al.</i> (1970)	
	Katanishi F.	Shibikawa Sand	Sandstone	Katanishi F.	Shibikawa Sand	Katanishi F.	Katanishi F.	Katanishi F.	
	Kamayachi F.			Shibikawa Sand		Shibikawa F.	Shibikawa F.	Kamayachi F.	
	Anden F.								
	Shibikawa F.								
	Wakimoto F.	Wakimoto Sandy Shale	Sandy Shale	Wakimoto Sandy Shale	Wakimoto F.	Wakimoto F.			
	Kitaura F.	Kitaura Alternation	Alt. of Sh. & Sdst.	Kitaura Alternation	Kitaura F.	Kitaura F.			
	Funakawa F.	Funakawa Black Shale	Black Shale	No. Gray Shale Fu. Black Shale	Funakawa F.	Funakawa F.	Funakawa F.		
	Onnagawa F.	Onnagawa Siliceous Shale	Siliceous Shale	Onnagawa Siliceous Shale	Onnagawa F.	Onnagawa F.	Onnagawa F.		
	Nishikurosawa F.	Ni. F. Da. F.	Sdst. & Conglam.	Ni. F. Da. F.	Ni. F. Da. F.	Ni. F.	Nishikurosawa F.		
	Subjacent Units	Honzan Volcanic Group	Green Tuff	Sugoroku Volcanic Breccia	Sugoroku F.	Daijima F.	Daijima F.		

No: Nomura, Fu: Funakawa, Ni: Nishikurosawa, Da: Daijima,

Fig. 3. Comparison of the stratigraphic unit boundaries among various works.

M. 沖積層および砂丘砂 (Alluvial Deposits and Dune Sand)

沖積層が発達するのは滝川、比詰川の下流部で、層相は草の根を含んだ泥炭質粘土である。また砂丘砂は安田の東方、谷地付近に分布し、中粒砂によって構成される。

本論文では数多くの層を再定義して用いているために従来用いられてきた地層区分とは異なった点が少なくない。そこで混乱をさけるために今までに用いられてきた地層との差を境界のずれにより図示する (Fig. 3)。

III. 年 代 論

1. 男鹿半島における年代論の研究史

男鹿半島の地層の地質年代は1920年代に検討され、その結果がほぼ50年間うけつがれてきた。西黒沢層は産出する *Miogypsina*—*Operculina* よりこれを中部中新統とし (外山, 1925), また鮎川層より産出する貝化石を Lyell による現世種と化石種についての百分率法で解析し、これを上部鮮新統とした (Yokoyama, 1926)。西黒沢層と鮎川層の間の地層については、女川層*, 船川層*, 北浦層* を上部中新統, 脇本層* を下部鮮新統とし、中部鮮新統は不整合によって欠除するとしている (藤岡, 1959)。しかしながら、年代決定の根拠は示されていない。以上の層序・年代区分は藤岡 (1959) によって総括的に示されている。なお記述の都合上、この項で用いる女川層, 船川層, 北浦層, 脇本層に限って藤岡 (1959) の地層の定義にしたがうこととし、* 印を付してそのことを示す。

この年代区分に対して、1971年までは積極的再検討はなされずにいたが、微化石層位学の進歩に伴い、Burckle (1971) は赤道太平洋の深海底コアと男鹿半島の珪藻化石 (Koizumi, 1968) について層位学的検討を行ない、次のような見解を示した。赤道域で上部鮮新統下部 (地磁気極性編年における Gauss 正磁極期中部) に進化による最初の出現層準がある *Rhizosolenia praebergonii* Muchina が男鹿半島では船川層* 中部に認められる。この種は赤道域で進化したと考えられるので、その日本列島における最初の出現は低緯度と同時かあるいは後になるはずである。このことから船川層* 上部と北浦層* は上部鮮新統に対比される。またこの対比にもとづいて *Thalassiosira nativa* Sheshuk, *Denticula hustedtii* Simonsen and Kanaya, *Coscinodiscus yabei* Kanaya, *Coscinodiscus endoi* Kanaya, *Rouxia californica* Peragallo, *Coscinodiscus vetustissimus* Pantocsek, などの種が赤道域と男鹿半島で層位的に同じ分布を示すことを指摘した。とくに赤道域で後期中新世初期に消滅する *Coscinodiscus yabei* が女川層* で消滅していることから、女川層* 上部も上部中新統に属することになるとのべている。さらにこれらのことから中新統一鮮新統の境界はおそらく船川層* 下部に位置し、女川層* 上部と船川層* 下部には不整合による層準の欠如かあるいは堆積速度の急激な減少があるとのべている。

一方、木村 (1972) は男鹿半島の船川層* 以上の地層について地磁気層位学を研究し、脇本層* 中, 上部, 船川層* 上部は正磁極をもち、北浦層* は逆磁極をもっていることを明らかにした。さらに脇本層からは放散虫化石 *Eucyrtidium elongatum peregrinum* Riedel が産出し (Nakaseko, 1959), この種が赤道太平洋、北太平洋で Gauss 正磁極期の Kaena 亜期の直上で消滅すること (Hays et al., 1969; Hays and Berggren, 1971) から脇本層* の正帯磁期は Gauss 正磁極期であるとし、また Gauss 正磁極期の Mammoth 亜期の上限で消滅する浮遊性有孔虫 *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager) が北浦層下部より産する (高柳・大場, 1966) ことから北浦層* の逆帯磁期を Gilbert 逆磁極期、船川層* 上部の正帯磁期は Gilbert 逆磁極期の Cochiti 亜期とした (新妻・木村・酒井,

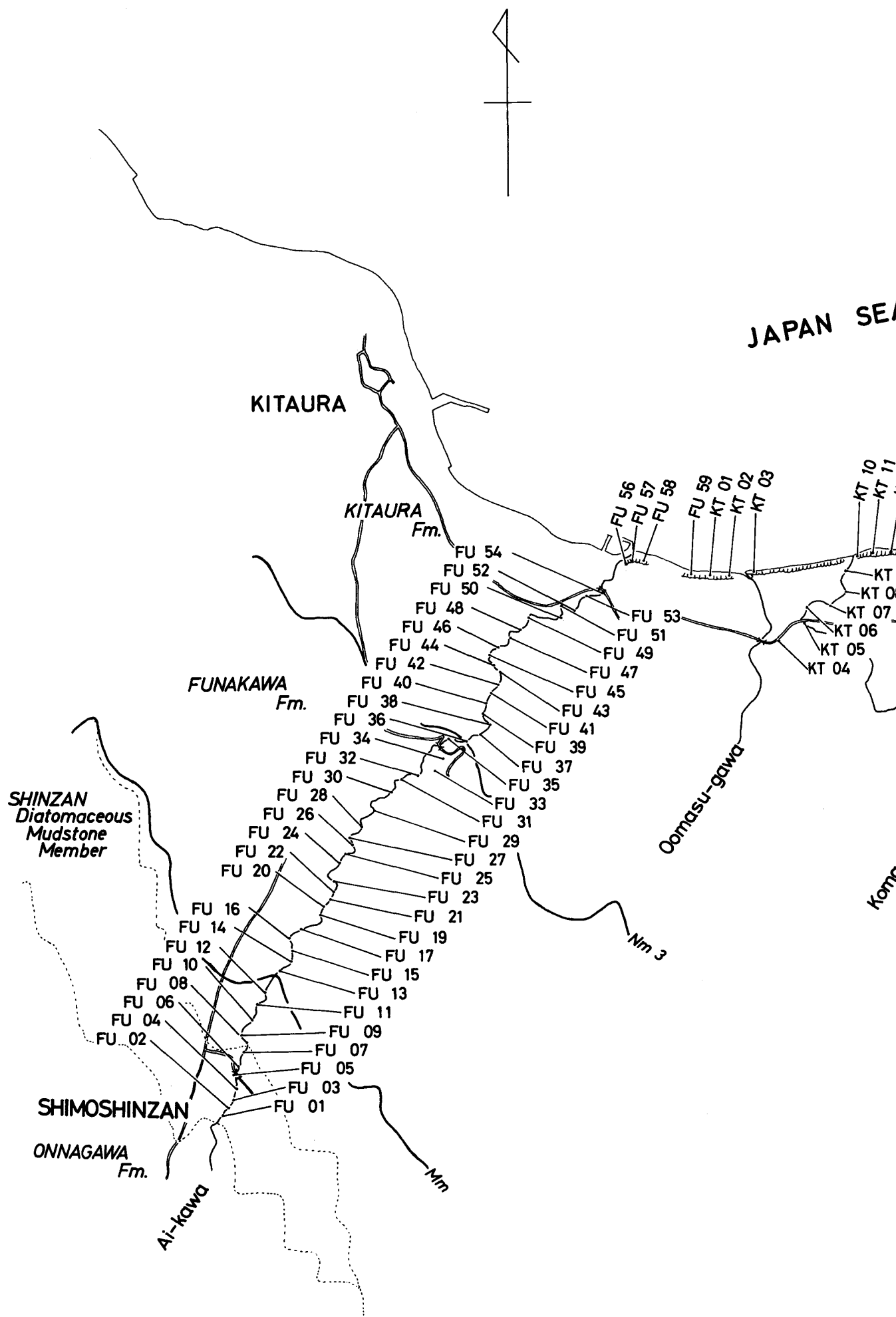
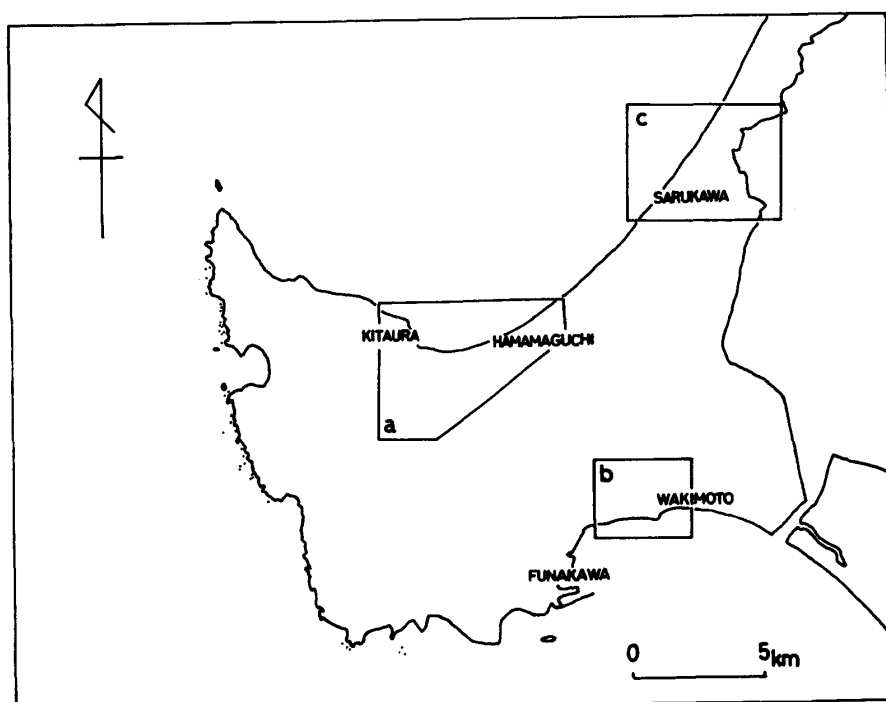
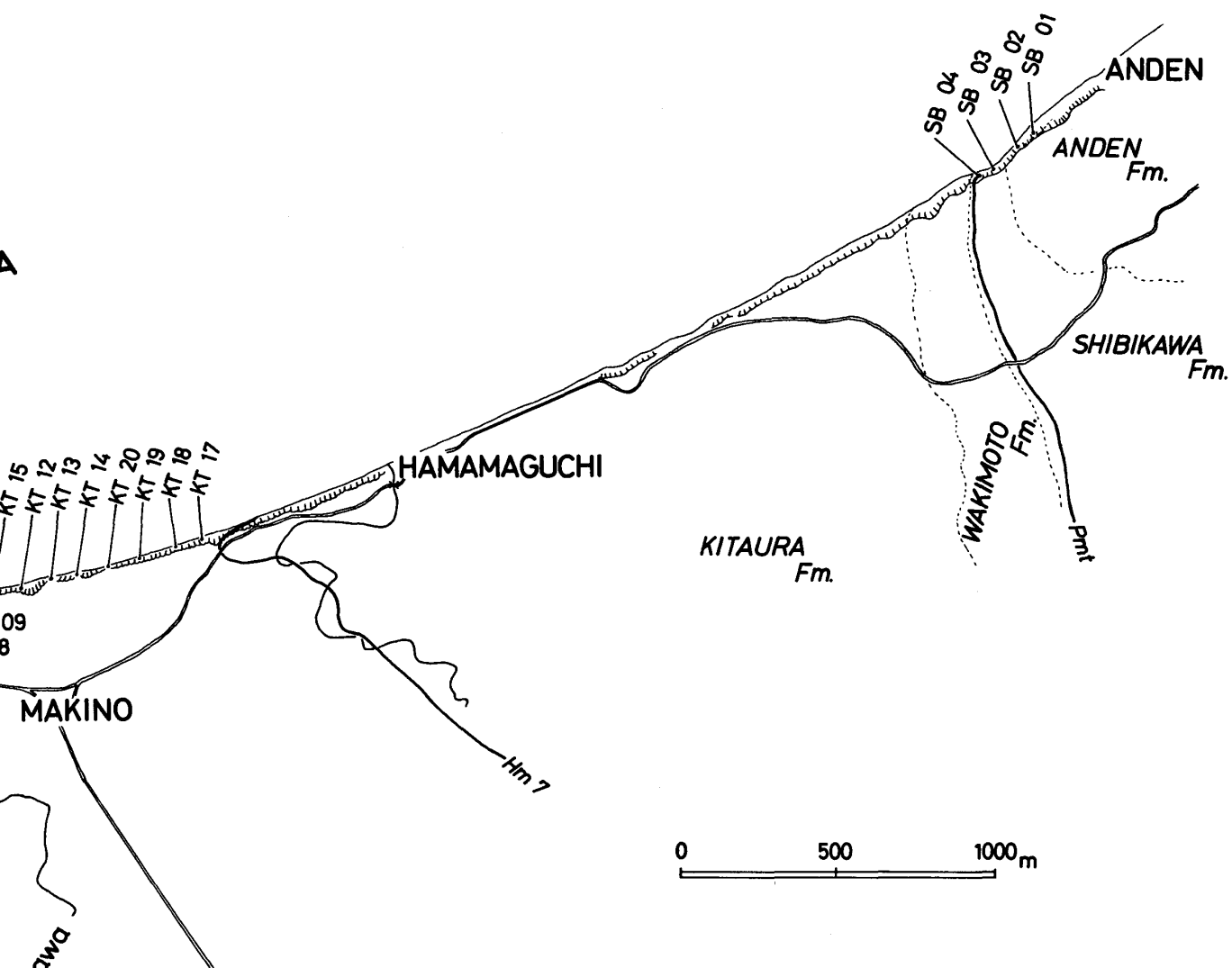


Fig. 4-a. Map showing the sampling localities for paleomagnetic and biostratigraphic studies at northern coast of the Oga Peninsula.



1972; Nakagawa *et al.*, 1975, in press).

ひき続いて Kent (1973) も女川層* より上位の地層について古地磁気学的検討を行ない、古地磁気極性については木村とほぼ同じ結果を得た。しかし測定した船川層* と女川層* の試料には本来の極性方向のほかに Brunhes 正磁極期期間中に VRM (viscous remanent magnetization) が付加されており、測定結果をそのまま古地磁気層位学の資料にはできないと結論している。またその地質年代については Burckle (1971) らの最近の成果を紹介するにとどまっている。

さらに最近になり Maiya *et al.* (1975, in press) は北太平洋の深海底コアと男鹿半島の浮遊性有孔虫化石の層位的分布の比較検討を行ない、*Globoquadrina asanoi* Maiya, Saito and Sato (MS), *Globoquadrina kagaensis* Maiya, Saito and Sato (MS), *Globoquadrina himiensis* Maiya, Saito and Sato (MS), *Globorotalia ikebei* Maiya, Saito and Sato (MS), *Globorotalia orientalis* Maiya, Saito and Sato (MS), および *Globorotalia inflata praeinflata* Maiya, Saito and Sato (MS) の 5 種 1 亜種を新たに記載するとともにこれらの種の北太平洋の深海底コアにおける層位的分布と同じコアに記録された地磁気極性逆転史との関係を根拠に、脇本層* の正帯磁期を Matuyama 逆磁極期の Jaramillo 亜期、船川層* 上部の正帯磁期を “Olduvai” 亜期** とする見解を示した。

また、Kimura (1974) は木村 (1972) の結果を再検討し、脇本層* の正帯磁期を Brunhes 正磁極期、船川層* 上部の正帯磁期を Matuyama 磁極期の “Olduvai” 亜期とし、Jaramillo 亜期は木村の残留磁化測定用の試料採取ルートにおいて露出の欠如している脇本層* 下部の層準に相当するとの見解をのべている。

2. 方法と結果

地質年代の検討のために岩相・露出状況を考慮して 2 ルートを選び、残留磁化測定用・微化石検討用・絶対年代測定用の試料を採取した。

男鹿半島主要ルート：男鹿市下真山から相川にかけての相川流域，相川から浜間口にかけての北海岸，生鼻岬西方 750 m より脇本にかけての南海岸および安田海岸。このルートは船川層，北浦層，脇本層，鮎川層，安田層の模式地を含み，北海岸と南海岸の層位的対応関係は火砕岩鍵層によって確かめられている。

申川ルート：若美町申川から釜谷地にかけての北海岸。

それぞれのルートで古地磁気測定用試料，微化石層位学的検討用試料，絶対年代測定用試料を採取した。試料採取層準は 100 分の 1 の地質柱状図上で選定した。それぞれのルートの試料採取位置をルートマップ，地質柱状図上に示す (Fig. 4-a, b, c, 5)。なお男鹿半島主要ルートのルートマップ，地質柱状図は木村の未公表資料に基づく。

** Olduvai 亜期には Cox (1969) の古地磁気標準編年表に基づく場合と、Opdyke *et al.* (1966) による深海底コアの古地磁気の履歴に対して用いる名称との相違がある。筆者は Opdyke らの “Olduvai” 亜期にしたがっている。なお深海底コアの “Olduvai” 亜期は Cox の標準編年表の Gilsa 亜期に対応すると考えられている (中川, 1971)。

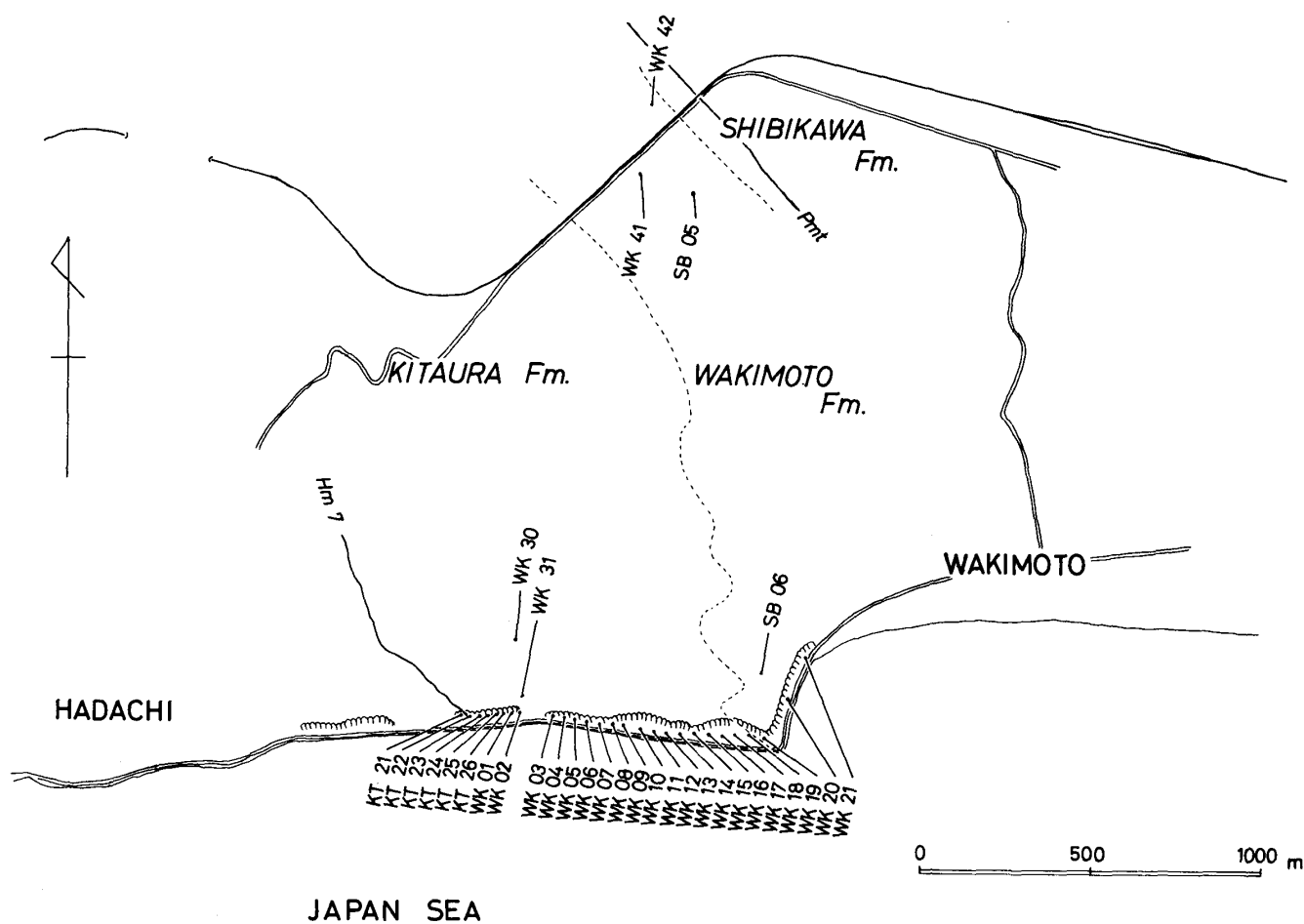


Fig. 4-b. Map showing the sampling localities for paleomagnetic and biostratigraphic studies at southern coast of the Oga Peninsula.

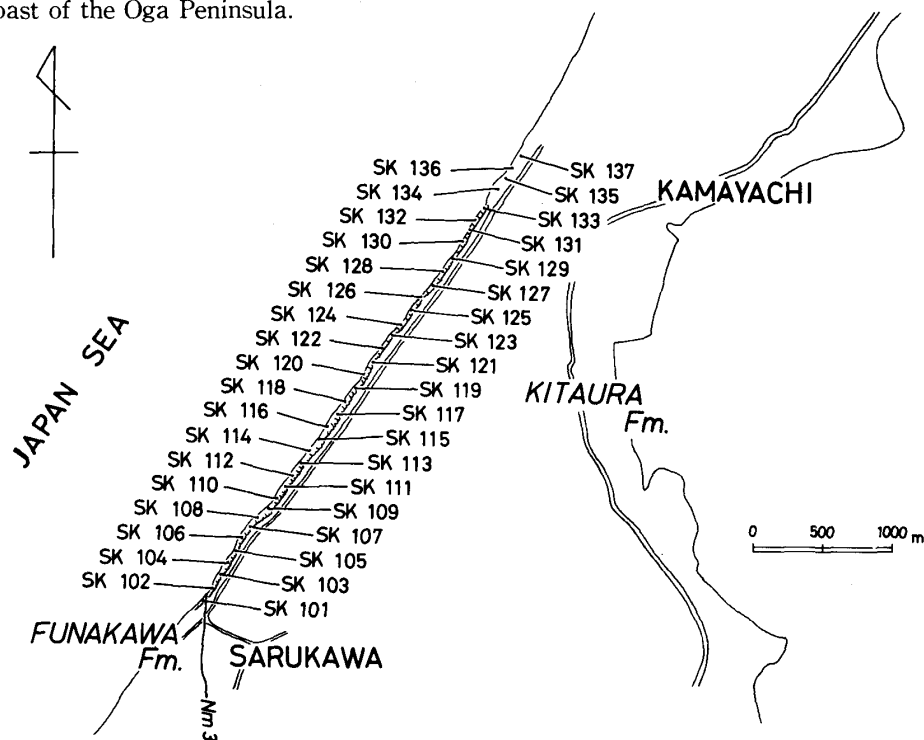


Fig. 4-c. Map showing the sampling localities for paleomagnetic and biostratigraphic studies at the Sarukawa coast.

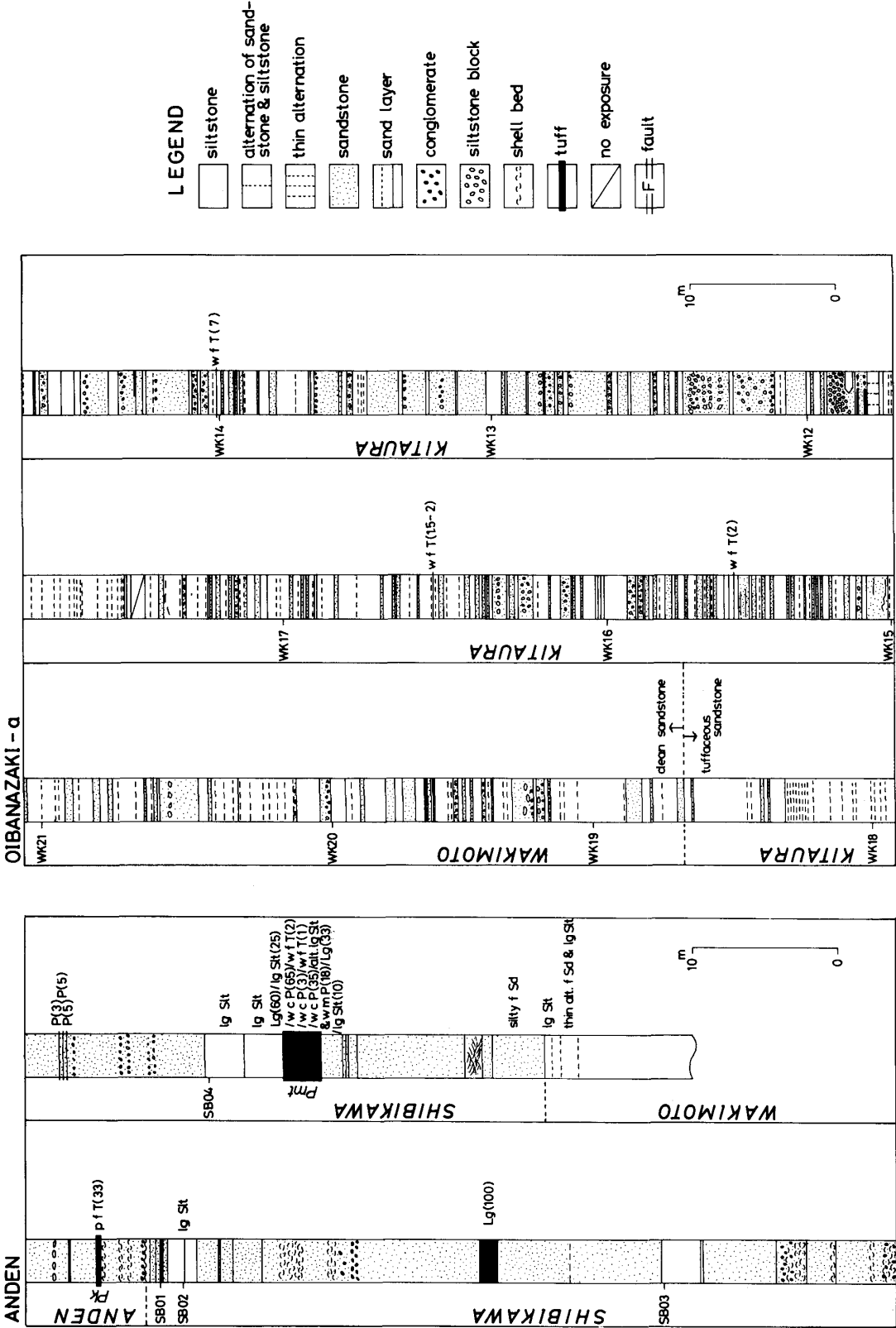


Fig. 5-1-a. Columnar sections showing the stratigraphic relationship of the samples studied. All abbreviations are after Table 1.

Fig. 5-1-b.

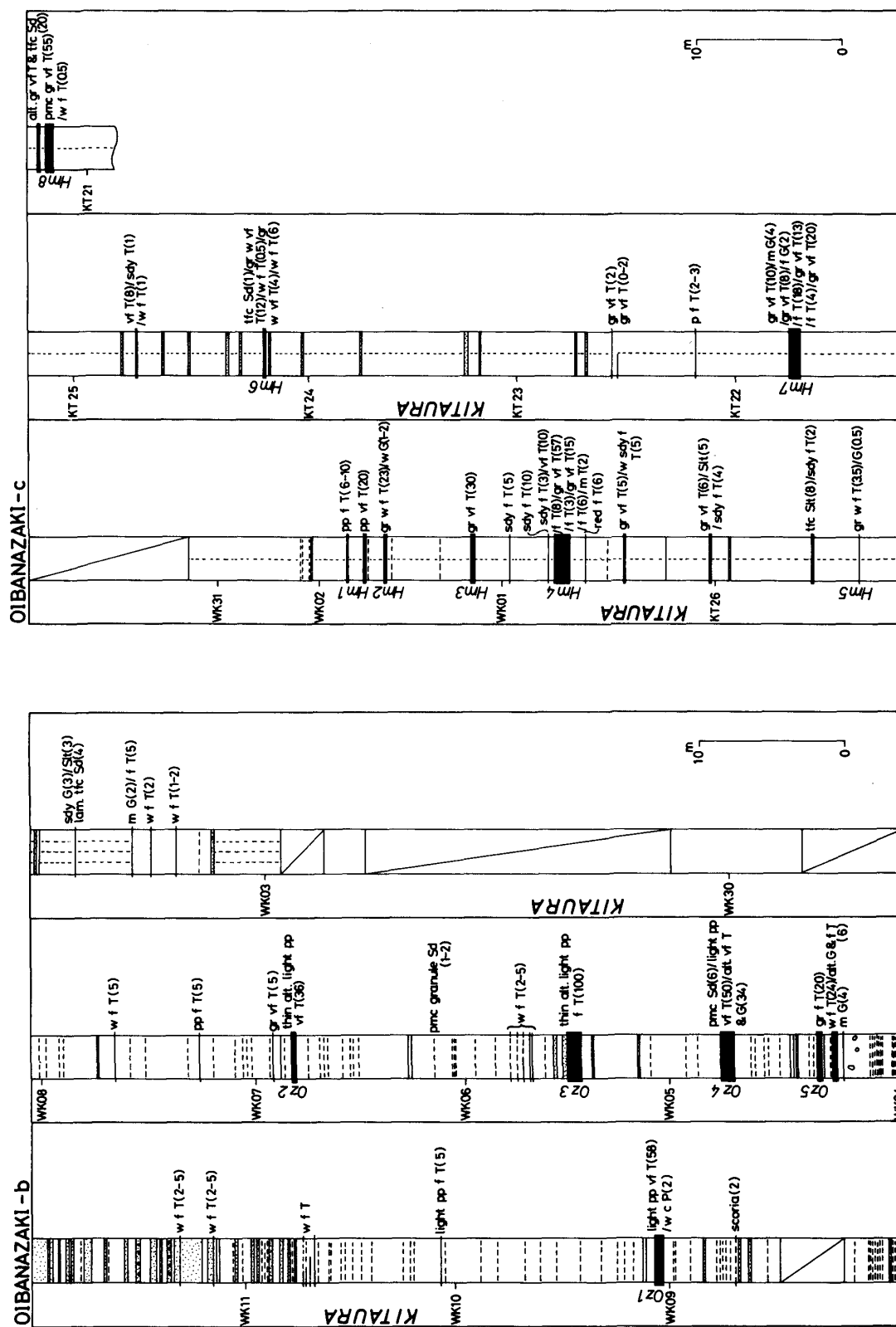


Fig. 5-2-b.

Fig. 5-2-a.

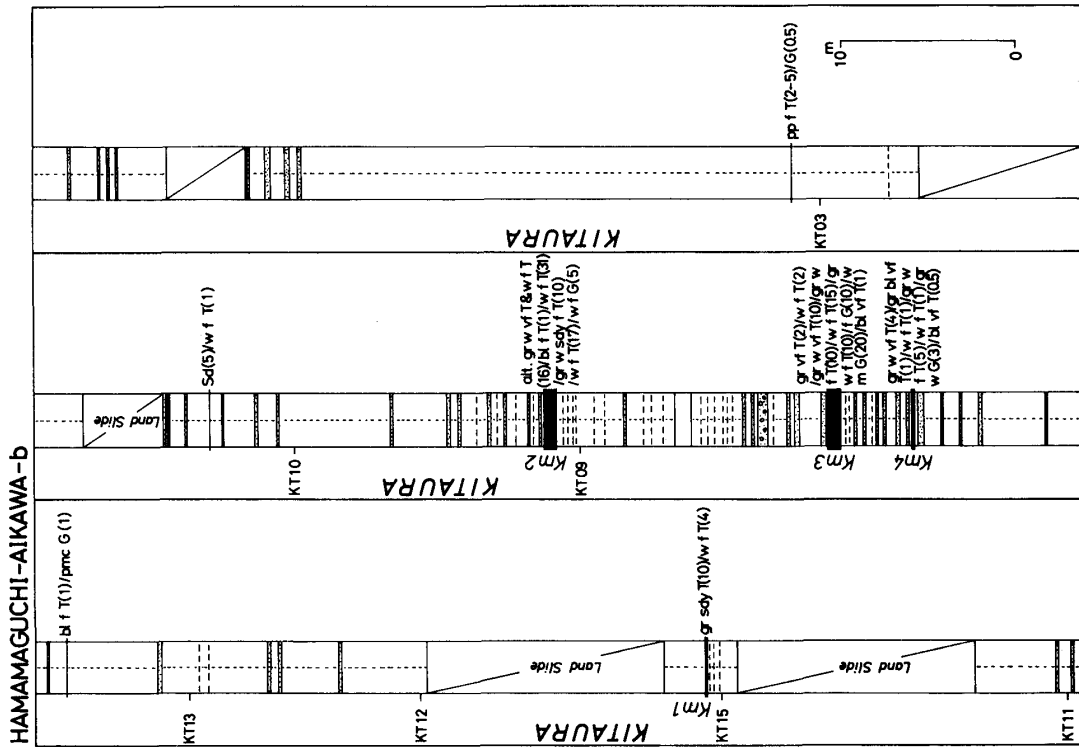


Fig. 5-3-b.

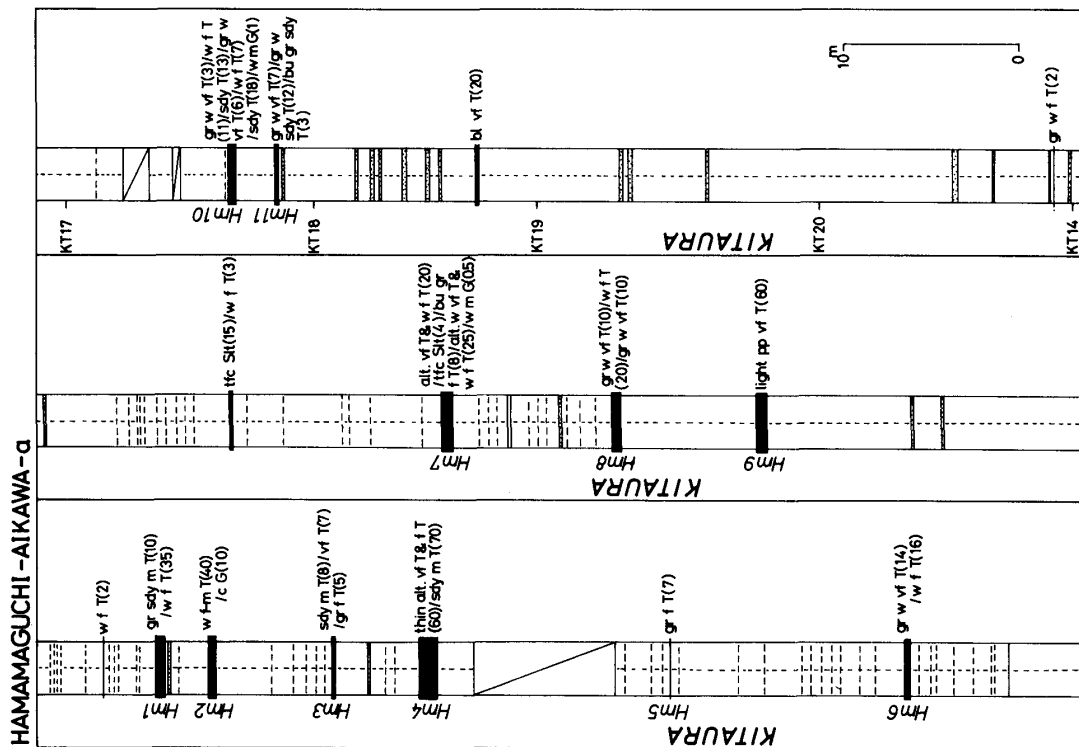


Fig. 5-3-a.

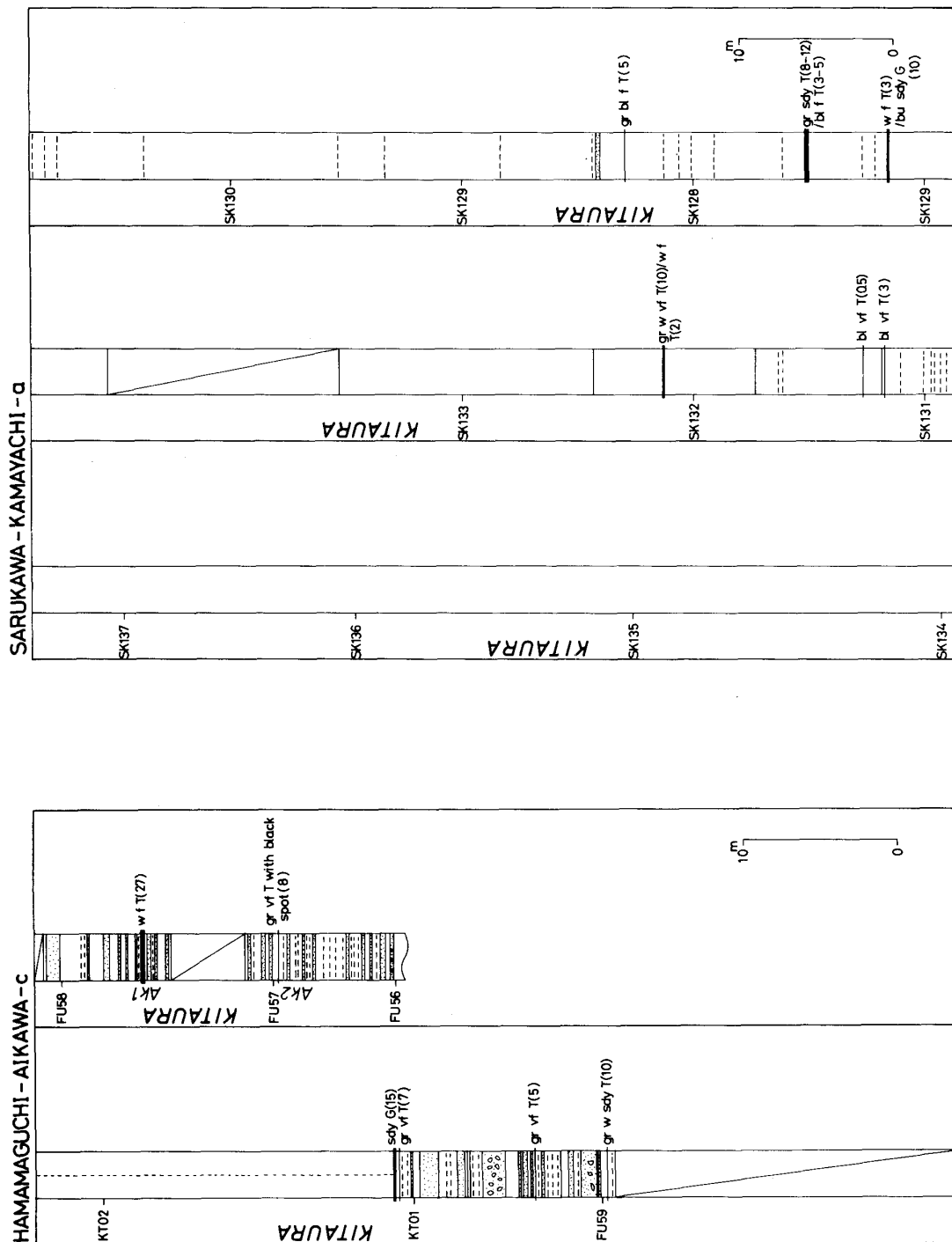


Fig. 5-4-b.

Fig. 5-4-a.

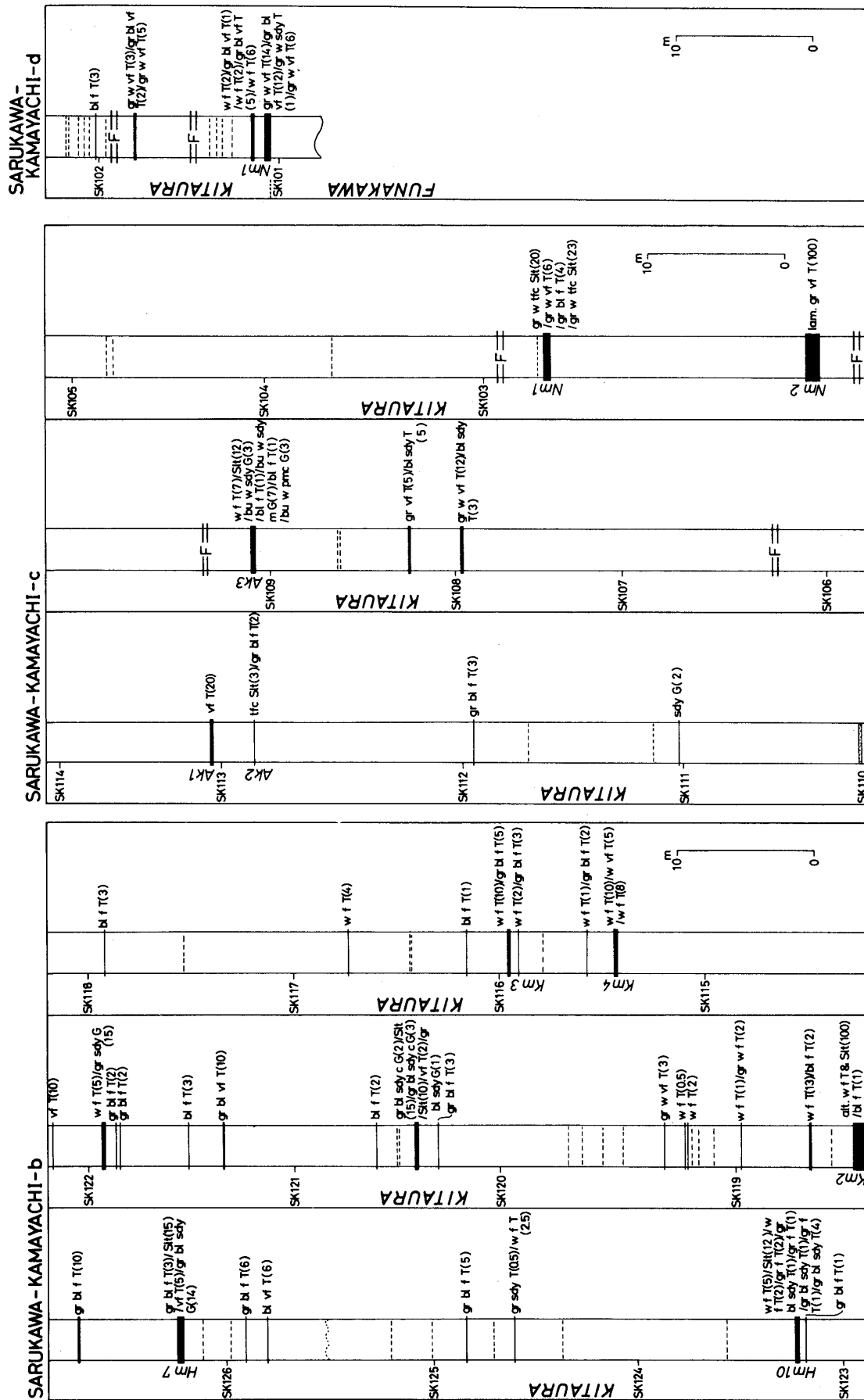


Fig. 5-5-c.

Fig. 5-5-b.

A. 古地磁気層位学的検討

〔試料の採取と測定〕

試料は男鹿半島主要ルートで 110 層準, 申川ルートで 37 層準から採取した。試料採取層準の層位間隔は 10~15 m で, McCullough 社製の Macan drill を用い直径 3.5 cm, 長さ 12 cm の定方位コアを 1 採取地点につき 2 本ずつ採取した。採取したコアは室内で長さ 3.5 cm に切り測定用試料とした。測定には自動化された残留磁気測定装置(新妻・木村・酒井, 1972)を使用した。堆積残留磁化の測定にさき立って試料中の不安定な磁気成分を検討するために交流消磁および熱消磁をおこなった。交流消磁, 熱消磁ともにまず 2~3 層準の試料について段階的な消磁を行ない, 消磁経路を検討した。その結果, 不安定成分を除去するために 120 Oe, 30 秒間の交流消磁と 200°C, 1 時間 30 分の熱消磁が有効であることが判明した。堆積残留磁化の測定は最初交流消磁した試料について行ない, その後同一試料を熱消磁して再測定した。測定データは東北大学大型計算機センターの電子計算機 NEAC 2200-Model 500 によって処理し, 残留磁気の強度と方向・堆積当時の磁場の方向・磁極の位置・測定の信頼性などを Niitsuma (1971) のプログラムにより算出した。

〔結 果〕

測定結果は Fig. 6-a, b に示すとおりである。消磁後の残留磁気の強度は男鹿半島主要ルートでは $2 \times 10^{-7} \sim 2 \times 10^{-6}$ e.m.u./cc, 申川ルートでは $2 \times 10^{-7} \sim 5 \times 10^{-5}$ e.m.u./cc 程度である。交流消磁の結果と熱消磁の結果を比較して特に著しく磁化方向の変化した試料のないこと, 段階的交流消磁経路においてかなり安定した磁化方向を示すことなどから測定結果は信頼できるものと考ええる。しかしながら男鹿半島主要ルートの船川層の層準は磁化強度が弱く, また測定誤差が大きいために残留磁化方向が確定しなかった。したがって男鹿半島主要ルートの船川層の試料については極性を判断できなかった。

B. 微化石層位学的検討

微化石層位学的検討に用いた試料のうち石灰質ナノプランクトン, 珩藻, 放散虫の試料の一部は古地磁気層位学的検討のために採取したコアを用い, 有孔虫, 放散虫の試料の大部分は別に採取した。

〔試料処理〕

浮遊性有孔虫および放散虫化石: 各試料を 1 cm 角程度の小片に砕いてビーカーに入れ, 温度 100°C ~ 120°C で乾燥後秤量し, 160 g の試料を用いた。熱い試料に硫酸ナトリウムの沸騰した飽和溶液を試料全体が没するまで加える。さらに試料から気泡が出なくなるまで煮沸する。その後, 試料に浸透しない溶液を取り除き, 冷所に 2 日程放置する。硫酸ナトリウム晶出後, 熱湯を加え, 30 分煮沸してから 200 メッシュのふるいを用いて水洗する。水洗後の残渣試料は分散剤ヘキサメタリン酸ナトリウム ($(\text{NaPO}_3)_6$) の 0.00001% 水溶液で煮沸し, さらに超音波洗滌器に 30 秒間かけ, 水洗し乾燥させる。以上の処理によって得られた残渣試料を 2 等分し, 一方を有孔虫化石用, 他方を放散虫化石用とした。有孔虫化石用残渣試料は 115 メッシュでふるい, 粗い部分より鏡下で個体を拾い出し種を同定した。放散虫化石の場合はさらに次の処理(酒井, 1973 MS)を行なう。まず残渣試料に沸騰した 18% 過酸化水素水溶液 (H_2O_2) を 100 cc 加え, ドラフトで気泡がでなくなるまで煮沸する。その後 12 規定塩化水素水溶液 (HCl) を 10 cc 程度注入し, 炭酸カルシウムを溶解させる。溶解後, 1 規定水酸化ナトリウム水溶液 (NaOH) を滴下し, 過剰の塩化水素水溶液を中和する。さらに, 超音波洗滌を 30 秒間行ない, その後 200 メッシュのふるいで水洗し, 乾燥させる。この試料を四塩化炭素 (CCl_4) 中で浮選を行ない, 浮いた部分をデッキグラスに散布しバルサムで封入し検鏡した。

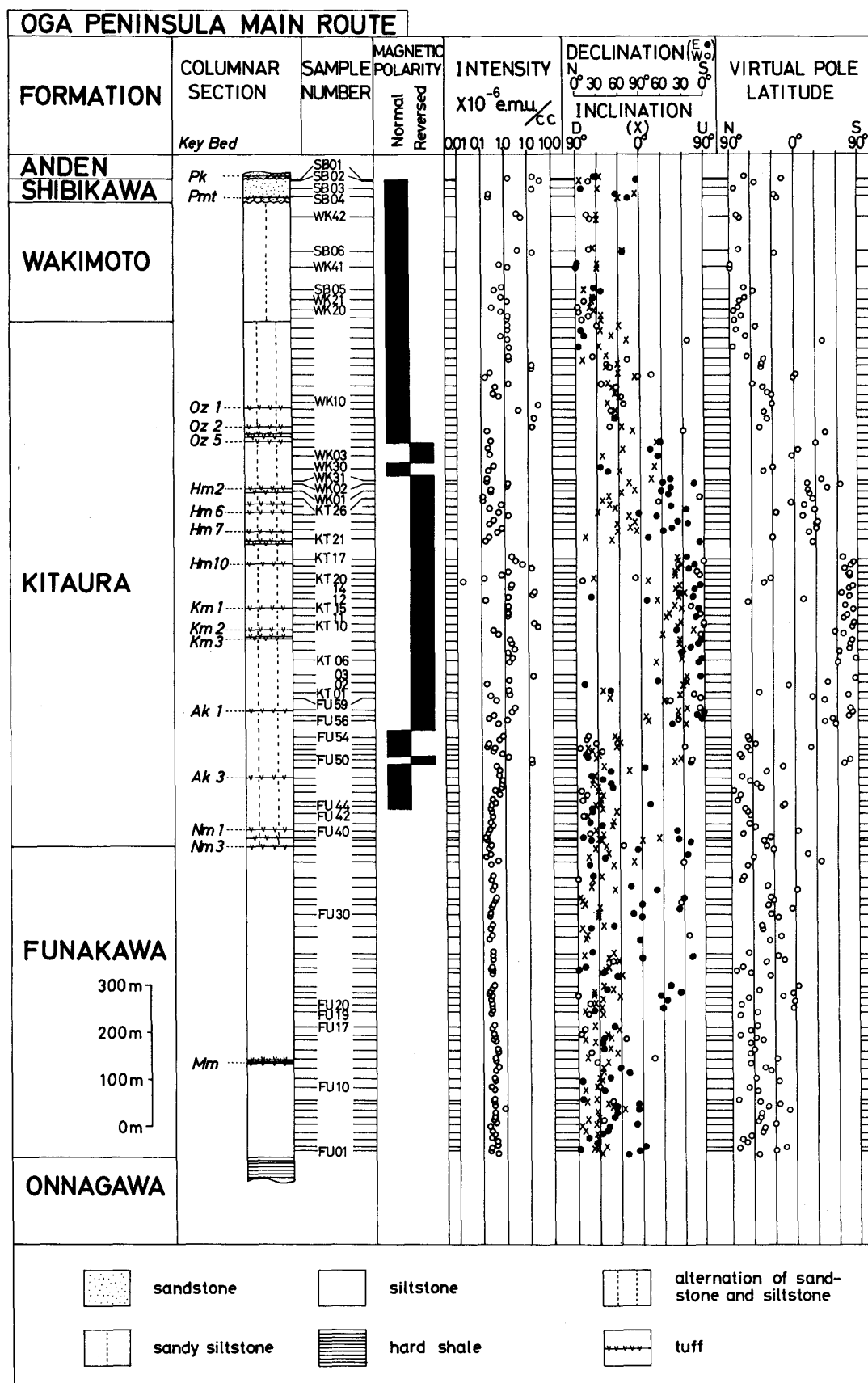


Fig. 6-a Results of paleomagnetic measurements at the Oga Peninsula main route.

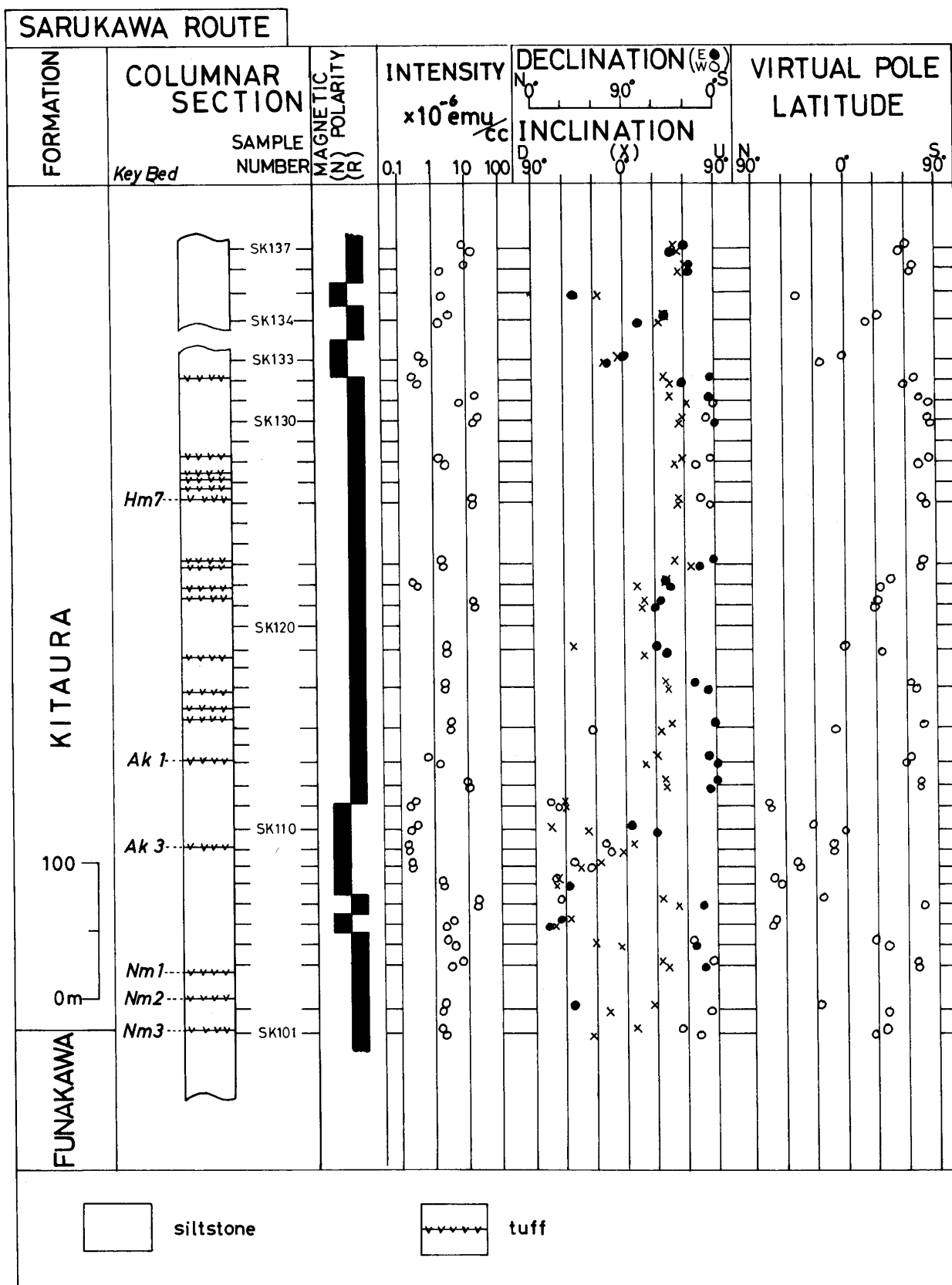


Fig. 6-b. Results of paleomagnetic measurements at the Sarukawa route.

石灰質ナンノ化石：Stradner and Papp (1961) の方法によった。

珪藻化石：Koizumi (1968) の方法によった。

〔結果〕

男鹿半島主要ルート、申川ルートにおける主要な微化石の産出層準は Fig. 7-a, b, に示すとおりである。

浮遊性有孔虫：浮遊性有孔虫化石は男鹿半島主要ルート、申川ルートを通じて7属22種を産する。産出層準は北浦層より上位に限られ、種の構成は全層準において *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerina incompta* Cifelli, *Turborotalita quinqueloba* (Natland) などの寒冷種 (Parker, 1962) の浮遊性全個体数において占める比率が70

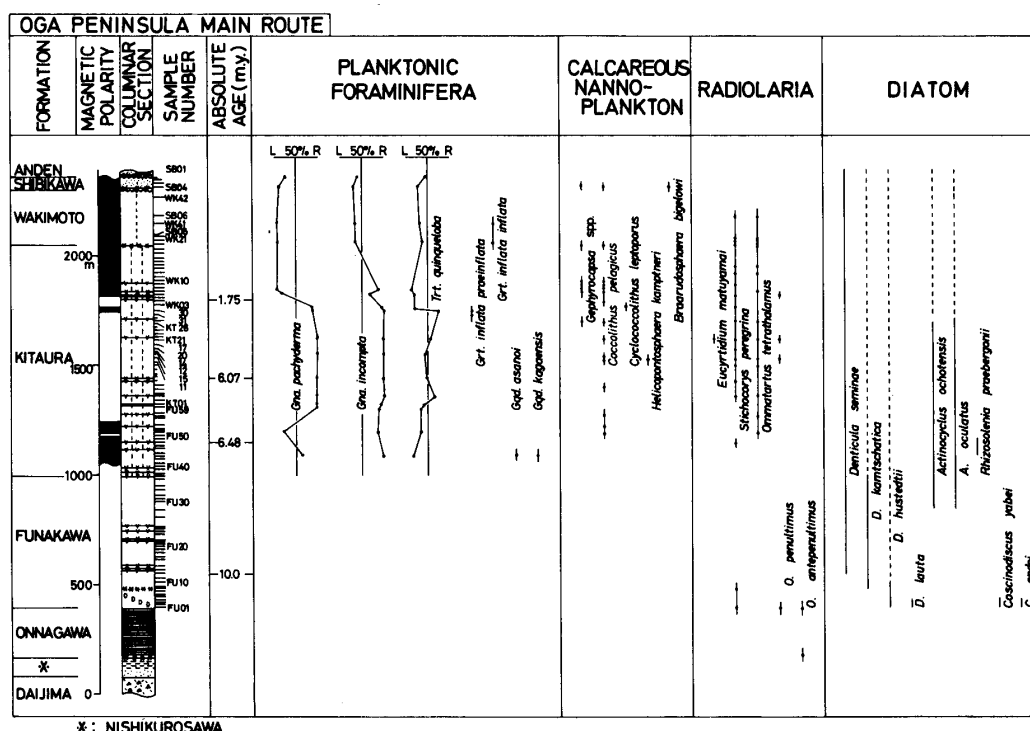


Fig. 7-a. Distribution of marine planktonic microfossils in relation to the magnetic polarity sequence and K-Ar dating at the Oga Peninsula main route.

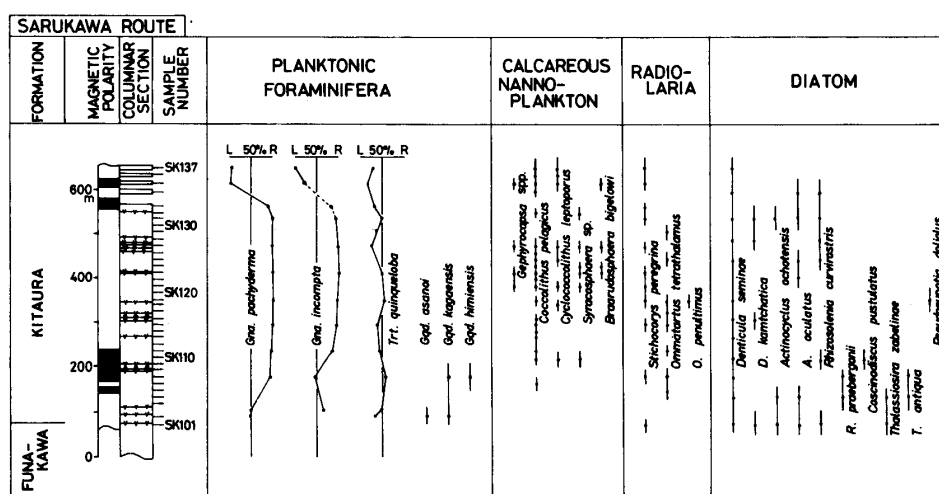


Fig. 7-b. Distribution of marine planktonic microfossils in relation to the magnetic polarity sequence at the Sarukawa route.

~100%ときわめて高く、有孔虫化石群集を単調にしている。それに対して温暖種は *Globigerina calida praecalida* Blow が SK 115 から、*Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) が KT 05, KT 19, WK 19.5, SBNF 03, SK 107, SK 119 から、*Globigerinoides sacculifer* (Brady) が WK 41 からそれぞれ散点的に産出するにすぎない。産出種のうち主要なものは *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerina incompta* Cifelli, *Globorotalia* (T.) *inflata inflata* (d'Orbigny), *Globorotalia* (T.) *inflata praeinflata* Maiya, Saito and Sato (MS), *Globoquadrina asanoi* Maiya, Saito and Sato (MS), *Globoquadrina kagaensis* Maiya, Saito and Sato (MS), *Globoquadrina himiensis* Maiya, Saito and Sato (MS), *Turborotalita quinqueloba* (Natland) である。

Globigerina pachyderma と *Globigerina incompta* の殻の巻き方向は、男鹿半島主要ルートでは FU 51.5 と FU 59 の間で 77% の左巻優占から 100% の右巻優占へ、OSF 01 と WK 5.5 の間で 94% の右巻優占から 61% の左巻優占へ変化する。申川ルートでは SK 30 と SK 107 の間で 50% の左巻優占から 60% の右巻優占へ、SK 133 と SK 135 の間で 92% の右巻優占から 99% の左巻優占へそれぞれ変化する。*Globoquadrina asanoi* は FU 44.5 と SK 107 F から産出し、また *Globoquadrina kagaensis* は FU 44.5, SK 102 F, SK 111 より、*Globoquadrina himiensis* は SK 111 より、*Globorotalia* (T.) *inflata praeinflata* は OSF 01, OSF 02 より、*Globorotalia* (T.) *inflata inflata* は WK 19.5, WK 41 よりそれぞれ産出する。

石灰質ナノ化石：男鹿半島主要ルート、申川ルートより 6 属 6 種を産出する。群集は産出種数が少なく、*Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller を優占種とする典型的な北方型群集 (McIntyre and Bé, 1967) であるが、わずかながら *Cyclococcolithus leptoporus* (Murray and Blackman) Kamptner, *Gephyrocapsa* spp., *Helicopontosphaera kamptneri* Hay and Mohler, *Syracosphaera* sp., *Braarudosphaera bigelowi* (Gran and Braarud) Deflandre を伴う。*Cyclococcolithus leptoporus*, *Gephyrocapsa* spp., *Braarudosphaera bigelowi* は男鹿半島主要ルート、申川ルートともに産し、とくに *Gephyrocapsa* spp. は男鹿半島主要ルートでは WK 02 より上位に、また申川ルートでは SK 121 より上位にその産出を限られる。*Helicopontosphaera kamptneri* は男鹿半島主要ルートで、*Syracosphaera* sp. は申川ルートでそれぞれ産する。

珪藻化石：珪藻化石は男鹿半島主要ルート、申川ルートともに多産する。群集は淡水性、汽水性、海生底棲珪藻類をかなり多く含むが海生浮遊性珪藻に注目すると *Denticula* 属に代表される亜北極地域群集 (Kanaya and Koizumi, 1966) といえる。このうち主要な種としては、*Denticula hustedtii* Simonsen and Kanaya, *Denticula kamtchatica* Zabelina, *Denticula seminae* Simonsen and Kanaya, *Actinocyclus oculatus* Jouse, *Actinocyclus ochotensis* Jouse, *Rhizosolenia praebergonii* Muchina, *Rhizosolenia curvirostris* Jouse, *Thalassiosira zabelinae* Jouse, *Pseudoeunotia doliolus* (Wall) Grun, *Coscinodiscus yabei* Kanaya, *Coscinodiscus endoi* Kanaya などがあげられる。とくに注目されるのは *Denticula* 属で、*Denticula hustedtii* は男鹿半島主要ルートで船川層最下部付近で、*Denticula kamtchatica* は船川層下部から中上部にかけて、申川ルートの SK 101, 116, 128 で、*Denticula seminae* は男鹿半島主要ルートの船川層中下部より上位、および申川ルートの全層準で産出する。また *Actinocyclus oculatus* は男鹿半島主要ルートの船川層上部から北浦層にかけて、および申川ルートの SK 101, 104, 122, 131, 134 で、*Actinocyclus ochotensis* は男鹿半島主要ルートの船川層上部から北浦層にかけて、および申川ルートの SK 101, 104, 131, でそれぞれ産出する。*Rhizosolenia praebergonii* は男鹿半島主要ルートの北浦層下部で、申川ルートの SK 104, 107 より、*Pseudoeunotia doliolus* は SK 119 より産する。*Coscinodiscus yabei*, *Coscinodiscus endoi* は船川層下部真山含珪藻泥岩部層より産する。

放散虫化石：男鹿半島主要ルート、申川ルートともに産する。群集は全体的に Actinommiidae が

多く、層準によっては Spongodiscidae が卓越する。主要な種としては *Ommatartus antepenultimus* Riedel and Sanfilippo, *Ommatartus penultimus* (Riedel), *Ommatartus tetrathalamus* (Haeckel), *Stichocorys peregrina* (Riedel), *Eucyrtidium matuyamai* Hays をあげることができる。とくに *Ommatartus antepenultimus* より *Ommatartus penultimus* をへて *Ommatartus tetrathalamus* へと形態的に進化していく系列 (Riedel and Sanfilippo, 1970) は微化石層位学にとって重要であり, *Ommatartus antepenultimus* は女川層下部と船川層下部の FU 01 より産する。また *Ommatartus penultimus* は FU 01, KT 20, WK 06, SK 119 より, *Ommatartus tetrathalamus* は男鹿半島主要ルートでは KT 05 より上位で, 申川ルートではほぼ全層準より産する。 *Stichocorys peregrina* は男鹿半島主要ルート, 申川ルートを通じほぼ全層準より産するが, とくに男鹿半島主要ルートでは船川層下部と北浦層上部から脇本層にかけて個体数が多い。 *Eucyrtidium matuyamai* は KT 21 より 1 個体産する。

男鹿半島主要ルートでは全般的に珪質微化石が石灰質微化石に比較して多産し, また申川ルートでは逆に, 石灰質微化石が珪質微化石より多産し, 石灰質微化石と珪質微化石がともに多産することはない。したがって男鹿半島において 4 種類の微化石を組合わせて微化石層位学的検討を行なうことは, 男鹿半島主要ルートと申川ルートとを火砕岩鍵層によって確実に層位的対応をつけた上で, はじめて可能となる。

C. 絶対年代測定

船川層の Mm 鍵層より 10 m 下位の凝灰岩, 北浦層の Ak 3, Km 2, Oz 5 鍵層の 4 層準の凝灰岩について絶対年代測定を行なった。

〔試料採取および鉱物分離〕

岩石試料は露頭より新鮮な試料を 1 採取地点につき 15~50 kg 採取した。実験室内で河野・植田 (1964) の方法にもとづき次のように鉱物分離をおこなった。岩石試料を粉碎し, 60~100 メッシュの標準ふるいにかけて水洗する。さらに水道水で水洗した際に鉱物に付着したイオンを脱塩蒸留水中で除き乾燥させる。乾燥試料は Franz 製の Isodynamic Magnetic Separator を用いて有色鉱物と無色鉱物とに分離し, 黒雲母について続いて tapping を行なって精製する。精製試料は偏光顕微鏡下で変質の有無を観察し, 新鮮な鉱物のみを測定試料とした。なお鉱物採取量は 1 採取地点当り 3~4 g である。

〔結 果〕

測定結果は Table 2 のとおりである。表によると, 測定に用いた黒雲母の K_2O % は一般に新鮮な黒雲母が含有する値を示す。しかし年代測定に用いた岩石はいずれも水中に堆積した凝灰岩であるために, Ar の付加あるいは再堆積といった試料自体についての問題がある。このことについては今後さらに吟味する必要がある。

Table 2. Results of K-Ar dating measured by Prof. Y. Uyeda.

Sample No.	Mineral	Sample Weight (g)	K %	$^{36}Ar_{air}/^{38}Ar$	$^{40}Ar^T/^{38}Ar$	$^{40}Ar^{R**}/^{38}Ar$	$^{40}Ar^R/^{40}K$	Air Correction (%)	Calculated Age (m.y.)
K-Ar 6 ¹⁾	Biotite	0.8307	6.84	2.43016	2.71002	0.26793	0.000587	89.67	10.0
K-Ar 2 ²⁾	Biotite	0.6771	6.04	0.98272	1.11869	0.12404	0.000380	87.85	6.48
K-Ar 3 ³⁾	Biotite	1.1218	6.81	0.70152	0.94269	0.22924	0.000356	74.42	6.07
K-Ar 5 ⁴⁾	Biotite	1.1891	7.18	0.63048	0.71468	0.07227	0.000107	88.22	1.75

* total, ** radiogenic

1) Minamihirasawa, Oga city, Akita Prefecture.

2) Cliff along the Komatsu river, 1000 m east of Sugishita, Oga city, Akita Prefecture.

3) Sea cliff, 750 m east of Hadachi, Oga city, Akita Prefecture.

4) Sea cliff, 500 m west of Oibanazaki, Oga city, Akita Prefecture.

3. 結果の解釈

男鹿半島主要ルートおよび申川ルートについて得られた古地磁気極性の正逆の層位的分布, 各種微化石の層位的分布, K-Ar 法による絶対年代値に基づき男鹿半島の地質年代を考察する。

古地磁気層位学, 微化石層位学, 絶対年代学の3とおりの層位学的方法では層序・年代の区分法が異なる。このために, いくつかの年代決定法を併用する場合はさまざまな表現を用いることによる混乱がoccurしやすい。

地磁気層位学的区分は地磁気極性の正逆の繰り返しの中で正磁極または逆磁極を1磁極の卓越する区間あるいは両磁極が交互する区間に着目して行なう。この区分は地磁気極性の正逆の繰り返しであるために, 異なった地域の地層の地磁気極性が同じであったとしてもそのことから両地域の地層が同層準であるとは判定できない。しかし同時であれば必ず正逆のパターンは合わなければならず, またこのパターンは汎世界的でなければならない。それに対して化石層位学的区分は区分の根拠を生物の進化・分化・絶滅におくために決して繰り返してはならない。しかし, 生物を扱うために当時の生物地理区などの条件により進化・分化・絶滅が広域的に同時であるとはいいきれず, 化石層位学的区分が同時性を示すとは限らない。このようにそれぞれ特徴をもつ地磁気層位学的区分と微化石層位学区分は最近の深海底コアにおける両者の研究成果の増大により, 低緯度地方から高緯度地方にわたるかなり広い範囲で関係づけられてきている。すなわち浮遊性の微化石による層位学的区分は地磁気層位学的区分によって限定される範囲内で同時間帯を示すことが確かめられてきている。この観点より, 本論文では古地磁気層位学的層序区分を基準とする。

考察はまず各ルートごとの古地磁気極性と微化石の層位的分布の比較, 古地磁気極性の層位的分布と絶対年代との比較の2とおりの組み合わせについて進める。

A. 鮪川層, 脇本層, 北浦層の年代

〔古地磁気の極性と微化石の層位的分布による年代解釈〕

古地磁気の極性は男鹿半島主要ルートではFU 42~FU 49, FU 51~FU 54, WK 30, WK 05~SB 01で正帯磁しており, FU 50, FU 56~WK 31, WK 03~WK 04で逆帯磁している。また申川ルートではSK 105, SK 107~SK 111, SK 133, SK 135で正帯磁しており, SK 101~SK 104, SK 106, SK 112~SK 132, SK 134, SK 136~SK 137で逆帯磁している。

これらの古地磁気の極性の層位的分布を磁気層位学の区分・命名法 (Sub-Commission on the Magnetic Polarity Time Scale, IUGS, 1973) にしたがって地域的な層位学的単位としてまとめると, 男鹿半島主要ルートは上位より下位へAKOG-A (SB 01~WK 05), AKOG-B (WK 04~WK 03), AKOG-C (WK 30), AKOG-D (WK 31~FU 56), AKOG-E (FU 54~FU 42) の5つの磁極帯 (magnetozone) にわけられる。また申川ルートはAKSK-B (SK 137~SK 136), AKSK-C (SK 135~SK 133), AKSK-D (SK 132~SK 112), AKSK-E (SK 111~SK 105), AKSK-F (SK 104~SK 101) の5つの磁極帯にわけられる。男鹿半島主要ルートと申川ルートは火砕岩鍵層により層位的対応がついており, おのおのルートの古地磁気極性変化順序はFig. 8のように対比される。

この古地磁気の極性変化にもとづく磁極帯を微化石層位学的に検討する際に重要な示準種をあげると, AKSK-Fの逆磁極帯からは, 浮遊性有孔虫 *Globoquadrina asanoi*, 珪藻 *Denticula seminae*, *Denticula kamtchatica*, *Rhizosolenia praebergonii*, *Actinocyclus oculatus*, *Actinocyclus ochotensis* を産する。またAKOG-E, AKSK-Eの正磁極帯からは浮遊性有孔虫 *Globoquadrina asanoi*, *Globoquadrina kagaensis*, *Globoquadrina himiensis*, 放散虫 *Ommatartus tetrathalamus*, 珪藻 *Denticula seminae*, *Actinocyclus oculatus*, *Actinocyclus ochotensis*, *Rhizosolenia praebergonii* を, AKOG-D, AKSK-Dの逆磁極帯からは石灰質ナノプランクトン *Gephyrocapsa* spp., 放散虫

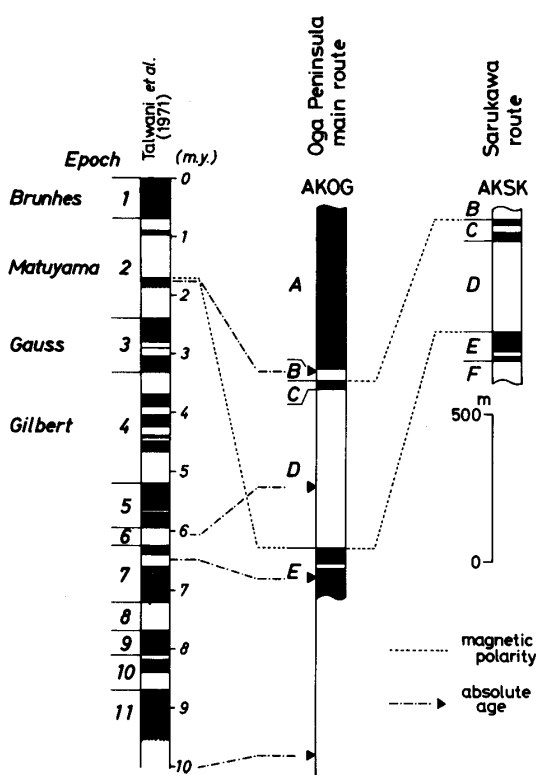


Fig. 8. Correlation of the magnetic polarity pattern in the Oga Peninsula with the result of magnetic anomaly pattern at Reykjanes ridge of Talwani *et al.* (1971).

Ommatartus tetrathalamus, *Eucyrtidium matuyamai*, 珪藻 *Denticula seminae*, *Pseudoeunotia doliolus*, *Actinocyclus oculatus*, *Actinocyclus ochotensis* を, AKOG-C, AKSK-C の正磁極帯からは浮遊性有孔虫 *Globorotalia* (T.) *inflata praeflata*, 石灰質ナンノプランクトン *Gephyrocapsa* spp., 珪藻 *Denticula seminae* を産する。さらに AKOG-A の正磁極帯は浮遊性有孔虫 *Globorotalia inflata inflata*, 石灰質ナンノプランクトン *Gephyrocapsa* spp., 珪藻 *Denticula seminae* を産する。なお AKOG-B, AKSK-B の逆磁極帯ではとくに微化石層位学的検討を行なう上で注目すべき種は産出しない。

これらの各種微化石のうちにはその出現あるいは消滅の層準と古地磁気極性の層位的分布との対応関係が太平洋の深海底堆積物について広域的に認められているものがある。以下本研究で着目した種の出現・消滅の層準を列举すると、

- (1) 浮遊性有孔虫 *Globoquadrina asanoi* の消滅。北西太平洋で“Olduvai”亜期の下部で消滅する (Mayia, Saito and Sato, 1975 in press).
- (2) 浮遊性有孔虫 *Globoquadrina kagaensis* の出現・消滅。北西太平洋で Gauss 正磁極期中で出現し, Matuyama 逆磁極期の“Olduvai”亜期と Jaramillo 亜期の間で消滅する (Maiya, Saito and Sato, 1975 in press).
- (3) 浮遊性有孔虫 *Globoquadrina himiensis* の出現・消滅。北西太平洋で“Olduvai”亜期の中で出現し, “Olduvai”亜期と Jaramillo 亜期の間で消滅する (Maiya, Saito and Sato, 1975 in press).
- (4) 石灰質ナンノプランクトン *Gephyrocapsa* spp. の出現。西太平洋ほかで“Olduvai”亜期下部に出現層準のあることが知られている (高山, 1973).
- (5) 放散虫 *Eucyrtidium matuyamai* の出現・消滅。北太平洋で“Olduvai”亜期中部で *Eucyrtidium calvertense* より分化出現し, Jaramillo 亜期の基底部で消滅する (Hays, 1970).
- (6) 放散虫 *Ommatartus antepenultimus* の出現・消滅。西部赤道太平洋で Blow (1969) の zone N. 15 の下部に出現し, N. 16 の上部で消滅する (Riedel and Sanfilippo, 1970).
- (7) 放散虫 *Ommatartus penultimus* の出現・消滅。西部赤道太平洋で N. 16 の上部の時期に *Ommatartus antepenultimus* より分化出現し (Riedel and Sanfilippo, 1970), Gilbert 逆磁極期の Gilbert C 亜期の上部で消滅する (Hays *et al.*, 1969).
- (8) 放散虫 *Ommatartus tetrathalamus* の出現。西部赤道太平洋で Gilbert C 亜期の中で *Ommatartus penultimus* より分化出現する (Hays *et al.*, 1969).
- (9) 珪藻 *Actinocyclus oculatus* の出現・消滅。北太平洋で“Olduvai”亜期の少し下位より出現し, Jaramillo 亜期の中で消滅する (Donahue, 1970).
- (10) 珪藻 *Pseudoeunotia doliolus* の出現。赤道太平洋で“Olduvai”亜期あたりで産出頻度を増す (Burckle, 1972).
- (11) 珪藻 *Rhizosolenia praebergonii* の出現・消滅。赤道太平洋で Gauss 正磁極期の 2 つの亜

期, Mammoth と Kaena の中間に出現し, Matuyama 逆磁極期の “Olduvai” 亜期のややあとで消滅する (Hays *et al.*, 1969, Burckle, 1971).

さて, 以上の微化石層位学的資料を参照して男鹿半島の磁極帯と太平洋底堆積物に認められている地磁気層序との対比を試みる. ただし, 微化石種の消滅の時期については化石の再堆積によるみかけ上の遅れがあるおそれがあるために, まず出現の時期に注目する. AKSK-F の逆磁極帯は Matuyama 逆磁極期の “Olduvai” 亜期の少し下位の逆磁極の時期に出現する *Actinocyclus oculatus* が存在することから Matuyama 逆磁極期の逆磁極層準に相当する. 同様に AKOG-E, AKSK-E の正磁極帯は *Actinocyclus oculatus* および “Olduvai” 亜期より出現する *Globoquadrina himiensis* の存在により “Olduvai” 亜期以上の正磁極の層準に相当する. また AKOG-D, AKSK-D の逆磁極帯は Matuyama 逆磁極期の “Olduvai” 亜期に出現する *Gephyrocapsa* spp., *Eucyrtidium matuyamai*, *Pseudoeunotia dolious* の 3 種の存在により, Matuyama 逆磁極期の “Olduvai” 亜期より上位の逆磁極の層準に相当する. AKOG-C, AKSK-C および AKOG-A の正磁極帯は *Gephyrocapsa* spp. の存在により “Olduvai” 亜期以上の正磁極の層準になる.

種の出現の時期のみに注目した対比では, 男鹿半島主要ルート, 申川ルートともに Matuyama 逆磁極期以後の年代を示すのみであり, さらに細かい議論はできない. そこで殻の強度, 層位的産出状況などの点から再堆積を考えにくい種の消滅層準を考慮に入れて対比すると, AKSK-F の逆磁極帯には Matuyama 逆磁極期の “Olduvai” 亜期中に消滅の時期のある *Globoquadrina asanoi* が存在することから, “Olduvai” 亜期より下位の層準に相当することになり, *Actinocyclus oculatus* と組み合わせると “Olduvai” 亜期より下位の Matuyama 逆磁極期の層準に相当する. さらに AKOG-E, AKSK-E の正磁極帯は Matuyama 逆磁極期の “Olduvai” 亜期中に消滅の時期のある *Globoquadrina asanoi*, “Olduvai” 亜期と Jaramillo 亜期の間に消滅の時期のある *Globoquadrina kagaensis*, *Globoquadrina himiensis*, *Rhizosolenia praebergonii* の存在から “Olduvai” 亜期に対比される. また AKOG-D, AKSK-D の逆磁極帯は, Jaramillo 亜期の中に消滅の時期のある *Actinocyclus oculatus*, Jaramillo 亜期の基底に消滅の時期のある *Eucyrtidium matuyamai* の存在より “Olduvai” 亜期と Jaramillo 亜期の間の層準に相当する. AKOG-C, AKSK-C 以上の層準については微化石の示準種の産出がないために判断を下すことは難しい. 機械的に Opdyke (1972) の古地磁気編年に対比すると AKOG-C, AKSK-C の正磁極帯を Jaramillo 亜期, AKOG-A の正磁極帯を Brunhes 正磁極期とすることもでき, また AKOG-A を Jaramillo 亜期とし, AKOG-C, AKSK-C は Matuyama 逆磁極期のごく短い極性変化期と見なすこともできる. いずれにせよ今後これらの層準について各種微化石資料の検討が必要である.

〔古地磁気の極性の層位的分布と絶対年代測定による年代解釈〕

K-Ar による絶対年代測定値は FU 12 と FU 13 の間の K-A 06 が 10.0 m.y., FU 48 の層準の K-A 02 が 6.48 m.y., KT 09 と KT 10 の間の K-A 03 が 6.07 m.y., そして WK 04 と WK 05 の間の K-A 05 が 1.75 m.y. である. 以上の測定値を Cox (1969) の古地磁気標準編年および Talwani *et al.* (1971) が Raykjanes 海嶺の地磁気異常から推定した古地磁気極性変化史と絶対年代との関係に比較すると, FU 12, 13 の層準は第 11 正磁極期に, FU 48 は第 7 正磁極期に, KT 09, 10 は第 6 逆磁極期, そして WK 04, 05 は Matuyama 逆磁極期にそれぞれ対比される.

以上 2 とおりの対比において, 微化石にもとづく結果と絶対年代測定値にもとづく結果は大幅に異なる. この相違の原因として次の 3 点が考えられる.

(1) 生物地理上の問題: 男鹿半島より産出する化石生物群集は他地域の化石生物群集とは異った生物地理区に属している可能性があり, そのために生物の進化・分化・絶滅の時期が他地域とは異なっているのではないか.

(2) 絶対年代測定試料の問題：微化石を用いた磁極帯の対比が正しいとすると、絶対年代測定値が実際より古い年代を示していることになる。このためには測定試料の黒雲母に初生アルゴンが含まれていたか、あるいは2次的にアルゴンが吸着されたかを考えねばならない。

(3) 海洋底堆積物の絶対年代の問題：男鹿半島で得られた絶対年代値が正しく微化石の層位的分布が他地域とほぼ一致しているとする、深海底堆積物の地磁気層序 (Opdyke *et al.*, 1966; Hays *et al.*, 1969; Opdyke, 1972 など) と Cox (1969) の地磁気編年との対比に誤りがあり、このために海底堆積物、ひいては海底地磁気異常の絶対年代の推定が不適確となっている可能性がある。

いずれにせよ、今後微化石層位学的検討、および古地磁気層位学的検討が十分になされた陸上のセクションについて数多くの絶対年代測定を行なうことが必要である。

B. 船川層および女川層の年代

船川層および女川層については古地磁気の極性を判断する資料を得ていないために、微化石の層位的分布より年代を論ずる。

船川層の真山含珪藻泥岩部層の下部からはう東北日本の日本海側に特徴的に分布する *Coscinodiscus yabei*, *Coscinodiscus endoi*, *Actinocyclus tsugaruensis* Kanaya などに代表される *Coscinodiscus yabei* assemblage が知られている (Kanaya, 1959)。この層準には放散虫化石 *Ommatartus antepenultimus*, *Ommatartus penultimus* が共産する。Riedel and Sanfilippo (1970) によると *Ommatartus antepenultimus* と *Ommatartus penultimus* が共産するのは Blow (1969) の有孔虫化石帯 N. 16 の層準に限られる。このことから、船川層下部は少なくとも N. 16 より上位に位置づけることができる。また古地磁気編年の第6逆磁極期に *Stichocorys delmontensis* より進化したと考えられる (Hays *et al.*, 1969) *Stichocorys peregrina* が産することから、古地磁気編年としては第6逆磁極期より上位に位置づけられよう。

女川層についてはほとんど年代を論ずるに足る情報を得ていないが、わずかながら女川層下部より *Ommatartus antepenultimus* を産する。Riedel and Sanfilippo (1970) によると *Ommatartus antepenultimus* は N. 15 の下部に出現の層準がある。このことから女川層下部は N. 15 の下部より上位に位置づけられる。

C. 考 察

本研究によって判定した男鹿半島の上部新生界の年代を従来の研究結果と比較すると、

1) 本研究の結果は、研究史の項で触れた藤岡 (1959) の総括に代表される 1970 年までの年代論といちじるしく異なるものになった。

2) 鎮西 (1967) が化石層序と絶対年代の関係の資料 (Funnell, 1964; Evernden *et al.*, 1964) を用いて、男鹿半島の地層に絶対年代の目盛りを入れた結果と今回の絶対年代測定値とは極めて良く一致する。

3) Burckle (1971) の対比で用いられている *Rhizosolenia praebergonii* は、彼が根拠とした Koizumi (1968) の珪藻化石産出表中で見ると、Burckle の論文に示されるような長い range ではなく、本論文の Fig. 7-a 程度の比較的短かい range と判断される。この資料の解釈上の相違が Burckle (1971) と本論文との対比上の相違となっている。

4) 木村 (1972; 新妻・木村・酒井, 1972; Nakagawa *et al.*, 1975 in press) の対比と比較すると、木村が資料として用いた協本層産の *Eucyrtidium elongatum peregrinum* (= *Stichocorys peregrina*) は他の放散虫化石 *Eucyrtidium matuyamai*, *Ommatartus tetrathalamus* などの産状、殻の保存状態を参考にすると下位層準よりの再堆積種である可能性が大である。しかしながら、北浦層よ

りきわめて少数ながら浮遊性有孔虫化石 *Sphaeroidinellopsis seminulina* の記録(高柳・大場, 1966)がある。この種は Gauss 正磁極期の Mammoth 亜期の上部で消滅するとされているので、筆者の対比はこれと矛盾する。本種の特徴ある形態から判断すれば同定のあやまりはおかしいので、北浦層からの産出はおそらく再堆積によるものと考えられる。

IV. 秋田油田地域との対比

秋田油田地域の地層(女川層, 船川層, 天徳寺層, 笹岡層)は東北日本油田地域の標準層序として石油地質を専攻する人々の間で広く用いられている。一般の地質関係の人々の間でよく用いられる男鹿半島地域と秋田油田地域との対比は秋田大学の藤岡教授を中心として長い間研究されてきたものである。それによると、主に岩相層序の比較によって、男鹿半島の船川層を秋田地域の船川層、北浦層を天徳寺層下部、脇本層を上部天徳寺層および笹岡層にそれぞれ対比している(池辺, 1962)。最近になり、的場(1973MS)は岩相層序だけではなく有孔虫化石層序、古地磁気層序をもとり入れて検討を行なっているが、従来の対比とそれほど違わない結果を得ている。

本研究の一環として筆者は男鹿半島内で追跡される火砕岩鍵層の他地域への拡がりを確認する目的もあり、秋田油田地域と男鹿半島地域との対比を試みた。対比手段としては火砕岩鍵層の追跡および古地磁気極性変化の比較などの方法によった。なお、古地磁気の極性は佐々木栄一によって測定されたデータ(佐々木, 1972 MS)を一部再測定したものをを用い、火砕岩鍵層は主に申川地域に分布する鍵層の岩質と比較した(Fig. 9)。

鍵層の対応は3層準にすぎないが、天徳寺層基底の浮石質凝灰岩が申川地域における船川層上部の浮石質凝灰岩に、天徳寺層下部の細粒凝灰岩が Nm 1, 2, 3 鍵層に、また天徳寺層上部の M-1 といわれる凝灰岩が AK 1 鍵層にそれぞれ連続する。古地磁気層序としては天徳寺層中部の正磁極の層

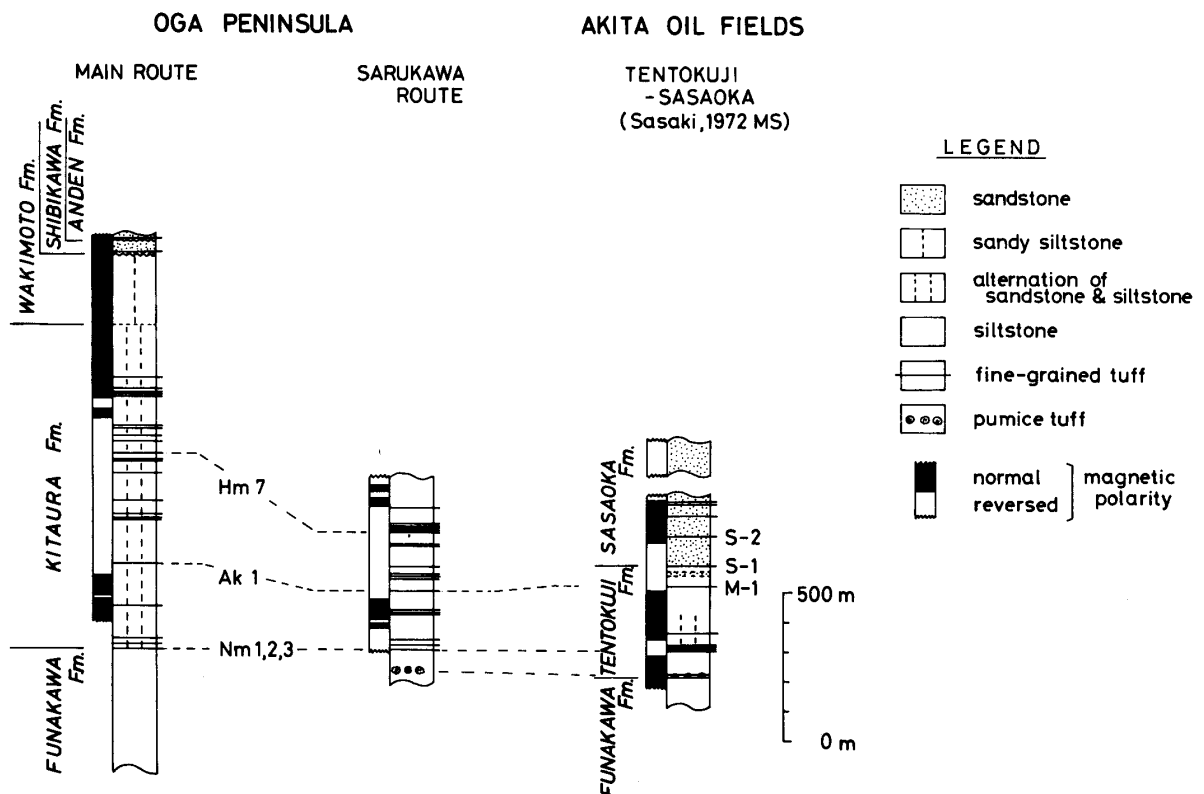


Fig. 9. Stratigraphic relation among the Oga Peninsula, the Sarukawa region and the Akita oil fields.

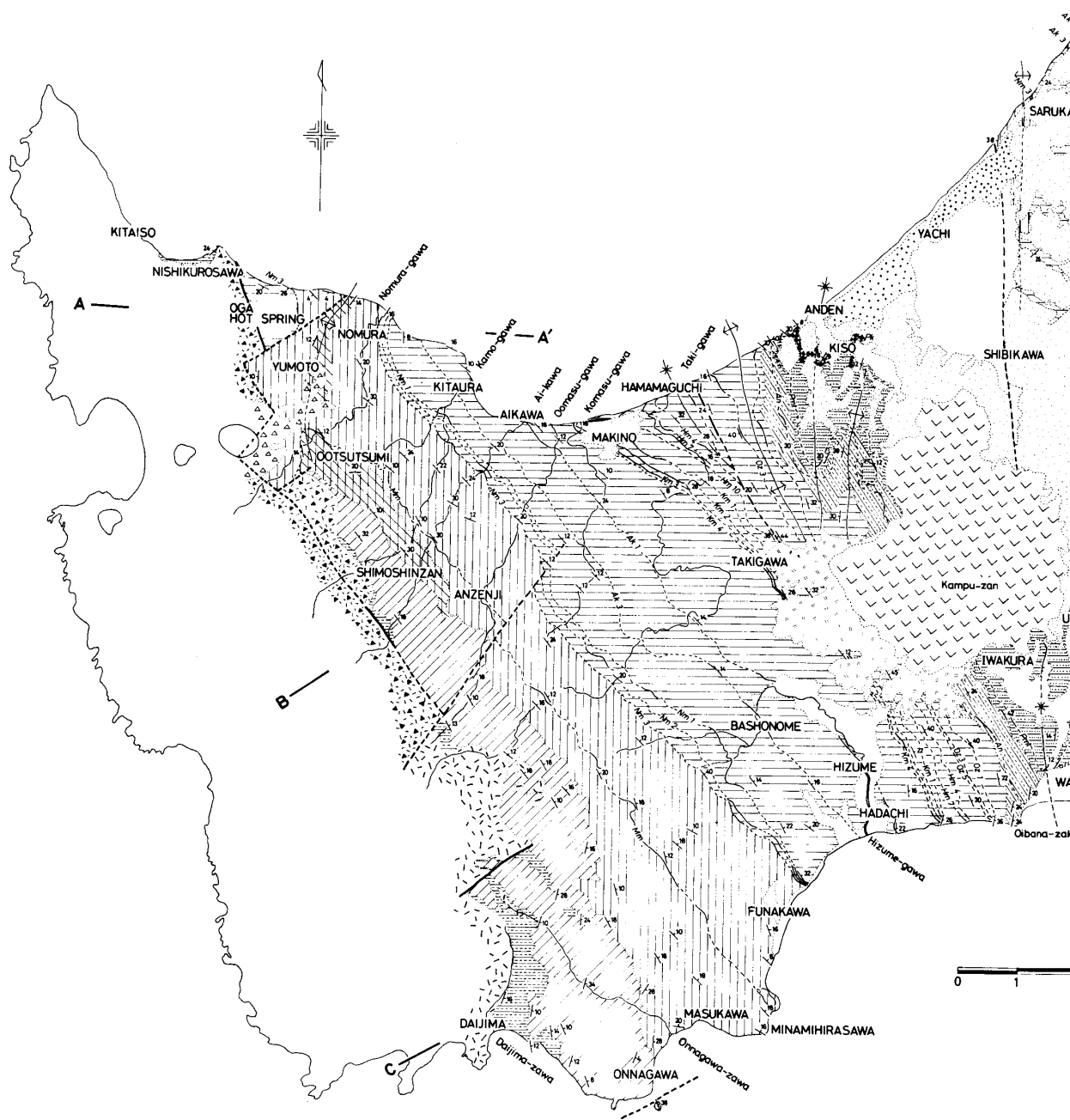


Fig. 10. Geological map of the Oga Peninsula, Akita Prefecture.

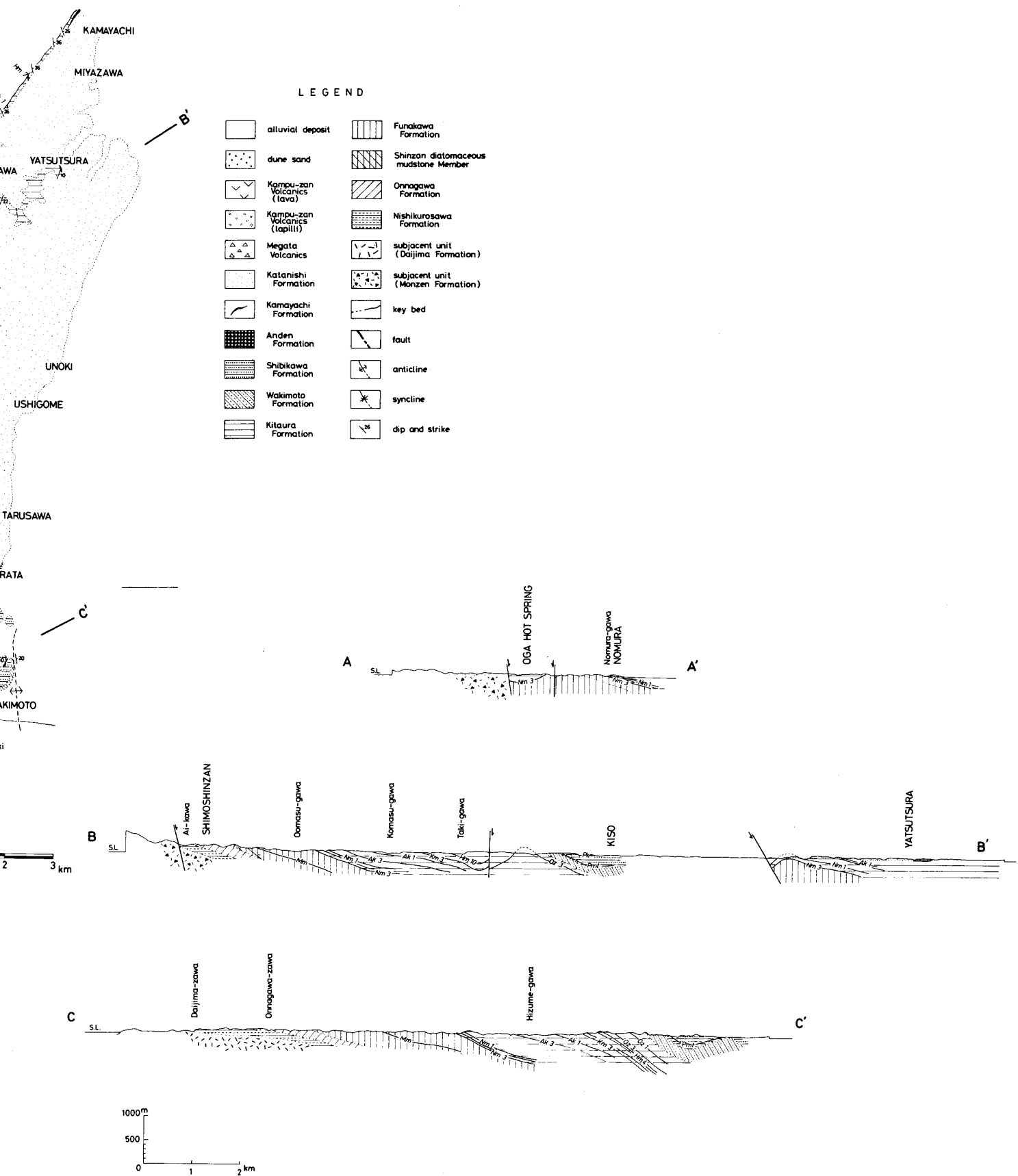


Fig. 11. Geological cross sections of the Oga Peninsula, Akita Prefecture.

準が北浦層下部 AKOG-E, AKSK-E 正磁極帯に, また笹岡層中部の正磁極の層準が北浦層中部 AKOG-C, AKSK-C 正磁極帯にそれぞれ対比される。

このように対比すると男鹿半島および秋田油田地域の岩相層序が対応しさらに北浦層下部, 天徳寺層下部にそれぞれ発達する乱堆積の層準も良く一致する。しかし化石の場合, 各種微化石の産出層準が一致するとはいえない。とくに Shinbo and Maiya (1969) によって強調される *Globorotalia (T.) inflata* の産出層準は男鹿半島では北浦層中上部であるのに対し, 秋田油田地域では天徳寺層下部であり明らかにずれる。この産出層準のずれを説明するためには, ① 男鹿半島と秋田油田との対比の誤りによるのか, ② 生物群集の生物地理的問題によるのか, ③ また秋田油田地域の化石の試料は大部分がさく井試料であるために, 地表とコアとの間で地層の同定が異なっている可能性があり, そのことに起因する産出層準のずれがでているのか, などを考えることができる。今後さらに資料の積みかさねが必要であろう。

V. 結 論

1. 従来の地層名の西黒沢層, 女川層, 船川層, 北浦層, 脇本層, 鮎川層, 潟西層は再定義して踏襲した。また安田層を新たに設けた。
2. 火砕岩鍵層を追跡することによって, 地層中に数多くの同時面を認め, 地域ごとの岩相および層厚の変化を明確にした。
3. 2つの代表的ルートについて, それぞれ地磁気層位学的検討, 微化石層位学的検討, 絶対年代測定を行なった結果, 北浦層下部の AKOG-E, AKSK-E 正磁極帯が “Olduvai” 亜期に, 北浦層中部の AKOG-D, AKSK-D 逆磁極帯が “Olduvai” 亜期と Jaramillo 亜期の間の逆磁極の層準に対比された。
4. ただし, K-Ar 法による絶対年代測定値と古地磁気層序から推定される年代とは大幅に異なった。

引 用 文 献

- 浅野 清, 1939, 秋田県男鹿半島の化石有孔虫群. 地質学雑誌, v. 46, no. 551, p. 413-427, 8 図, 1 表.
 ———, 1948, 日本油田層位学の基礎資料としての男鹿半島鮮新世化石有孔虫群. 地質学雑誌, v. 54, no. 631-633, p. 44-49, 1 図.
 Blow, W.H., 1969, Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P., and Renz, H.H. (Eds.), Proc. 1st. Internat. Conf. Planktonic Microfossils, *E.J. Brill*, Leiden, v. 1, p. 199-421, 43 text-figs., 54 pls.
 Burckle, Lloyd, H., 1971, Correlation of late Cenozoic marine sections in Japan and the equatorial Pacific. *Paleont. Soc. Japan, Trans. Proc. N. S.*, no. 82, p. 117-128, 1 text-fig., 1 tab.
 ———, 1972, Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific. In Simonsen, R. (Ed.), 1st. Symposium on Recent and fossil marine diatoms, *Nova Hedwigia*, v. 39, p. 217-246.
 千谷好之助, 1925, 男鹿半島油田地質及び地形図, 同説明書. 地質調査所.
 鎮西清高, 1967, 日本新第三系対比表に “絶対年代” 目盛りを入れる試み. 地質学雑誌, v. 73, no. 4, p. 220-221.
 Cox, A., 1969, Geomagnetic reversals. *Science*, v. 163, no. 3864, p. 237-245, 8 text-figs., 2 tabs.
 ———, Doell, R.R., and Dalrymple, G.B., 1963, Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature*, v. 198, p. 1049-1051.
 Donahue, J.G., 1970, Pleistocene diatoms as climatic indicators in North Pacific sediments. In J.D. Hays, (Ed.), Geological investigations of North Pacific., *Geol. Soc. Am. Mem.*, v. 126, p. 121-138, 6 text-figs., 1 tab., 3 pls.
 Evernden, J.F., Savage, D.E., Curtis, G.H., and James, G. T., 1964, Potassium-Argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America. *Am. Jour. Sci.*, v. 262, p. 145-198, 1 text-fig., 7 tabs.

- Funnell, B.M., 1964, The Tertiary period; The Phanerozoic time-scale. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 120 S, p. 179-191, 3 tabs.
- Hanzawa, S., 1935, Some *Operculina* and *Miogyopsina* from Japan and their stratigraphical significance. *Tohoku Imp. Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 18, no. 1, p. 1-29, 3 pls.
- 半沢正四郎, 1954, 日本地方地質誌「東北地方」. 朝倉書店, 東京, 368 p.
- Hatai, K., 1938, A review of the paleontology of Akita Prefecture (Ugo Province), northeast Honshu, Japan. *Japanese Jour. Geol. Geogr.*, v. 15, no. 1-2, p. 34-45.
- Hays, J.D., 1970, Stratigraphy and evolutionary trends of Radiolaria in North Pacific deep sea sediments. In J.D. Hays, (Ed.), Geological investigations of North Pacific., *Geol. Soc. Am. Mem.*, v. 126, p. 185-218, 10 text-figs., 2 tabs., 1 plate.
- , and Berggren, W.A., 1971, Quaternary boundaries and correlations. Funnell, B.M., and Riedel, W.R., (Eds.), The Micropalaeontology of oceans. *Cambridge Univ. Press*, p. 669-691, 9 text-figs.
- , Saito, T., Opdyke, N.D., and Burckle, L.D., 1969, Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, p. 1481-1514, 16 text-figs., 1 plate.
- 藤岡一男, 1948, 男鹿島統. 地質学雑誌, v. 54, no. 638, p. 145-146.
- , 1950, 男鹿半島第三系の層序と構造. 石油技協誌., v. 15, no. 3, p. 116-126, 2 図, 1 表.
- , 1959, 5 万分の 1 地質図幅「戸賀・船川」, 同説明書. 地質調査所.
- Huzioka, K., Takayasu, T., and Matoba, Y., 1970, The Kamayachi Formation (Pleistocene), Oga Peninsula, Northeast Japan. *Akita Univ., Min. Coll., Jour., Ser. A*, v. 4, no. 4, p. 35-50, 8 text-figs., 7 tabs., 2 pls.
- 藤岡一男・高安泰助・的場保望・佐々木詔雄, 1969, 秋田油田天徳寺層および笹岡層の標式地における層位関係. 秋大地下資源研報., no. 37, p. 17-40, 11 図, 3 表.
- Ikebe, N., Takayanagi, Y., Chiji, M., and Chinzei, K., 1972, Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan.—An attempt at intercontinental correlation. *Pacific Geology*, v. 4, p. 39-78, 8 text-figs., 2 tabs.
- 池辺 穰, 1962, 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋大地下資源研報., no. 26, p. 1-59, 27 図, 23 表.
- Kanaya, T., 1959, Miocene diatom assemblages from the Onnagawa Formation and their distribution in the correlative formations in northeast Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 30, p. 1-130, 2 text-figs., 7 charts, 11 pls.
- , and Koizumi, I., 1966, Interpretation of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of core V 20-130 (Studies of a deep-sea core V 20-130. Part IV). *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 37, no. 2, p. 89-130, 6 text-figs., 1 chart, 4 tabs.
- 河野義礼・植田良夫, 1964, 本邦産火成岩の K-Ar dating. (I). 岩鉱会誌, v. 51, no. 4, p. 127-148, 4 図, 7 表.
- Kent, D.V., 1973, Paleomagnetism of some Neogene sedimentary rocks on Oga Peninsula, Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, v. 25, p. 87-103, 10 text-figs., 1 tab.
- 木村勝弘, 1972, 房総・男鹿・新潟地域の上部新第三系地磁気層位. 日本地質学会第 79 年大学講演要旨, p. 52.
- Kimura, K., 1974, Magnetic stratigraphy of late Cenozoic sedimentary sections in Boso Peninsula, Niigata area and Oga Peninsula, Japan. *Geol. Soc. Japan, Jour.*, v. 80, no. 12, p. 579-592, 7 text-figs.
- 北村 信, 1959, 東北地方における第三紀造山運動について. — (奥羽脊梁山脈を中心として) —. 東北大学地質古生物研報, no. 49, p. 1-98, 23 図, 10 表.
- Koizumi, I., 1968, Tertiary diatom flora of Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser., (Geol.)*, v. 40, no. 3, p. 171-240, 15 text-figs., 2 charts, 2 tabs., pls. 32-35.
- , 1973, The Late Cenozoic diatoms of site 183-193, Leg 19, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 19, p. 805-855, 13 text-figs., 15 tabs., 8 pls.
- 小高民夫, 1954, *Turritella* による秋田油田鮮新統の分帯——東北日本新第三系の軟体動物化石の研究 (予報). 斎藤報恩会研究報告, no. 23, p. 8-10, 2 図.
- Maiya, S., Saito, T., and Sato, T., 1975, Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of north-west Pacific sedimentary sequences. In Takayanagi, Y., and Saito, T., (Eds.), Progress in Micropaleontology: Selected papers in honor of Kiyoshi Asano, *Micropaleontology Press, Am. Mus. Nat. History*, New York (in press).
- 的場保望, 1973 MS, 男鹿半島と秋田油田の上部新第三系の対比について. 総研., 東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究, 連絡紙, p. 41-43, 1 図.
- Matsunaga, T., 1963, Benthonic smaller foraminifera from the oil fields of northern Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 35, no. 2, p. 67-122, 4 text-figs., 21 tabs., pls. 24-52.
- McIntyre, A., and Bé, A.W.H., 1967, Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean-I. Placoliths and Cyrtoliths. *Deep Sea Res.*, v. 14, p. 561-597, 17 text-figs., 10 tabs., pls. 1-11.

- Minato, M., Gorai, M., and Hunahashi, M., chief eds., 1965, The geologic development of the Japanese Islands. *Tsukiji Shokan*, Tokyo, 442 p, 30 maps, 137 text-figs., 44 tabs.
- 中川久夫, 1971, ヨーロッパの標準編年と日本の更新世の対比に関する諸問題——とくに更新世初期について——. *地質学雑誌*, v. 77, no. 1, p. 9-22, 7 図.
- Nakagawa, H., Niitsuma, N., Kimura, K., and Sakai, T., 1975, Magnetic stratigraphy of Late Cenozoic stages in Italy and their correlatives in Japan. In Saito, T., and Burckle, L.H., (Eds.), Late Neogene epoch boundaries. *Micropaleontology Press, Am. Mus. Nat. History*, New York (in press).
- Nakaseko, K., 1959, Applied micropaleontological research by means of radiolarian fossil in the oil bearing Tertiary. (mainly Akita and Yamagata sedimentary basins): part 1, Method, geological note and radiolarian assemblage in Akita sedimentary basins. *Osaka Univ., Coll. Gen. Education, Sci. Rep.*, no. 8, p. 113-193, 32 text-figs., 28 tabs.
- Niitsuma, N., 1971, Detailed study of the sediments recording the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 43, no. 1, p. 1-39, 17 text-figs., 9 tabs.
- 新妻信明・木村勝弘・酒井豊三郎, 1972, 日本の油田ガス田の新第三系古地磁気層序について. *石油技協誌*, v. 37, no. 7, p. 411-415, 2 図.
- 大橋良一, 1930, 男鹿半島の地質. *地質学雑誌*, v. 37, no. 443, p. 740-754, 4 図.
- Otuka, Y., 1936, Pliocene mollusca from Manganzi in Kotomomura, Akita Pref., Japan. *Geol. Soc. Japan, Jour.*, v. 43, no. 516, p. 726-736, 1 table, pls 41-42.
- Opdyke, N.D., 1972, Paleomagnetism of deep-sea cores. *Geophys. Space Phys., Rev.*, v. 10, no. 1, p. 213-249, 22 text-figs., 3 tabs.
- , Glass, B., Hays, J.D., and Foster, J., 1966, Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. *Science*, v. 154, no. 3747, p. 349-357, 7 text-figs.
- Riedel, W.R., and Sanfilippo, A., 1970, Radiolaria, Leg 4, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 4, p. 503-575, 3 text-figs., 4 tabs., 15 pls.
- Saito, T., and Maiya, S., 1973, Planktonic foraminifera of the Nishikurosawa Formation, northeast Honshu, Japan. *Paleont. Soc. Japan, Trans. Proc.*, N.S., no. 91, p. 113-125, 2 text-figs., pls 17-19.
- 酒井豊三郎, 1973 MS, 千葉県銚子地域の最上部新生界の放散虫による化石層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室博士論文 (手記).
- 佐々木栄一, 1972 MS, 秋田県湖東周辺地域における天徳寺層・笹岡層の層位学的研究. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室修士論文 (手記).
- Shinbo, K., and Maiya, S., 1969, Neogene Tertiary planktonic foraminiferal zonation in the Japanese oil producing provinces. *ECAFE Petroleum Symposium, Canberra*, 1969, 15 ms. p., 2 text-figs., 2 tabs.
- Stradner, H., and Papp, A., 1961, Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung mit Hinweisen auf Mexico, Rumänien und Italien. *Jahrb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, no. 7, p. 1-159.
- Subcommission on Magnetic Polarity Time Scale, 1973, Report on activities of the Sub-commission on the Magnetic Polarity Time Scale (International Commission on Stratigraphy), 24th Ist. Geol. Congress: Magnetostratigraphic Nomenclature I: Terminology (Mimeograph).
- 高橋純一, 1940, 男鹿半島の堆積輪廻 (I) (II). *岩鉱会誌*, (I), v. 23, no. 2, p. 71-78, 2 図, 2 表.; (II), v. 23, no. 5, p. 194-203, 2 図.
- 高山俊昭, 1973, 本邦新生界最上部における石灰質ナンノプランクトン化石の分布について. *地質学論集*, v. 8, p. 45-63, 11 図.
- 高柳洋吉・大場忠道, 1966, 男鹿半島の浮遊性有孔虫化石群. ——その変遷と意義——. *地質学雑誌*, v. 72, no. 1, p. 35-47, 4 図, 1 表.
- 高安泰助, 1962, 秋田県男鹿半島の北浦層・脇本層産動物化石群集について——秋田油田地域における新生代動物化石の研究 (その 3) ——. *秋大地下資源研報*, no. 27, p. 43-47.
- Takayasu, T., 1962, Molluscan fossils from the Shibikawa Formation in the Oga Peninsula, Akita Prefecture, Japan.—Studies of the Cenozoic fauna in the Akita oil field. Part 2. *Akita Univ., Min. Coll., Jour., ser. A*, v. 2, no. 2, p. 1-19, 4 text-figs., 7 tabs.
- Talwani, M., Windisch, C.C., and Langseth, Jr., M.G., 1971, Reykjanes ridge crest—a detailed geophysical study. *Jour. Geophys. Res.*, v. 76, p. 473-517, 30 text-figs., 3 tabs.
- Thorarinsson, S., 1944, Tefrokronologiska studier På Island. *Särtryck ur Geografiska Annaler*, h. 1-2, p. 1-217, 66 text-figs., 7 tabs., (with English summary).
- 外山四郎, 1925, 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層. *北光*, no. 20, p. 56-71, 1 図.
- Yabe, H., and Hatai, K., 1941, The Cenozoic formations and fossils of Northeast Honshu, Japan. *Tohoku Imp. Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 22, no. 1, p. 1-86, 4 pls.
- Yokoyama, M., 1926, Fossil mollusca from the oil-fields of Akita. *Imp. Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci., Ser. 2*, v. 1, p. 377-389, 9 pls.

Geology and Geochronology of the Younger Cenozoic of Oga Peninsula

Hiroshi Kitazato

Abstract

The present study is undertaken to clarify the age of deposition and extent of geographic distribution of the younger Cenozoic strata (Fig. 2) developed in the Oga Peninsula, Akita Prefecture (Fig. 1).

Detailed tephrochronological investigation of the sedimentary rocks was done to trace the geographic distribution of the strata. A total of thirty key beds were traced over the Oga Peninsula area and a few of them were traced further to the Akita oil fields lying southeast of the Oga Peninsula (Fig. 9). Lithologic descriptions and type localities of the key tuff beds are given in Table 1.

Magnetostratigraphy, microbiostratigraphy and radiometric dating assumed as the principal means to establish the geochronology of the strata. However, these methods were not accompanied by each other in most of previous works. Accordingly, an attempt was made to apply these methods to the same sections simultaneously and to synthesize their results for comparison. Two routes, the Oga Peninsula main route and the Sarukawa route, were selected in the Oga Peninsula for study. Along these routes, collected were 149 samples for paleomagnetic measurement, 30 samples for microfossil study and 4 samples for radiometric dating. The sampling localities and stratigraphic position in columnar sections are shown in Figs. 4 and 5.

Magnetostratigraphy: — In the laboratory, samples were demagnetized in the alternation field of 150 Oersted to remove the unstable secondary components and then the samples were demagnetized in 200°C thermal field. These samples were measured at every 45° around three axes of the sample with the automatic parastatic-type magnetometer. All numerical values obtained from the measurement were processed by an electric computer, NEAC 2200, Model 500, at the Computer Center of the Tohoku University. The result of measurements are shown in Fig. 6-a,b. The paleomagnetic studies indicate that the lowermost Kitaura, upper half of the middle Kitaura and upper Kitaura to Shibikawa formations are normally magnetized and the uppermost Funakawa and lower to lower half of the middle Kitaura are reversely magnetized. The rest of the Funakawa Formation is interpreted as being remagnetized and unreliable for magnetostratigraphy. In order to magnetostratigraphic classification, these magnetic reversal patterns are named as AKOG-A, AKOG-B, AKOG-C, AKOG-D, AKOG-E at the Oga Peninsula main route, while AKSK-B, AKSK-C, AKSK-D, AKSK-E, AKSK-F at the Sarukawa route in descending order.

Microbiostratigraphy: — Samples for microfossil study were used for planktonic foraminifera and Radiolaria. A part of samples used for paleomagnetic measurement were examined in calcareous nannoplankton and diatom. The results are shown in Figs. 7-a,b. The faunal and floral assemblages are generally monotonous in composition, as same as the present-day biota living in the North Pacific. Among them, species were found to be significant for biostratigraphical correlation, though they occurred sporadically both in the northern and southern sections: they are, planktonic foraminifera: — *Globoquadrina asanoi*, *Globoquadrina kagaensis*, *Globoquadrina himiensis*; calcareous nannoplankton: — *Gephyrocapsa* spp.; Radiolaria: — *Eucyrtidium matuyamai*, *Ommatartus antepenultimus*, *Ommatartus penultimus*, *Ommatartus tetratharamus*; diatom: — *Actinocyclus oculatus*, *Pseudoeunotia doliolus* and *Rhizosolenia praebergonii*.

Correlation: — Correlation of the magneto-zones with the Cenozoic magnetic time scale of marine sediments (Opdyke, 1972) were accomplished by correlating the associated micro-biostratigraphic events to those recognized already in the paleomagnetic polarity sequence of deep-sea cores (Fig. 8). From the interval of AKSK-F, occurrence of *Actinocyclus oculatus* and *Globoquadrina asanoi* were recorded. Because of the first appearance of *Actinocyclus oculatus* and the last appearance of *Globoquadrina asanoi*, AKSK-F is correlated to the Matuyama reversed Epoch below the "Olduvai" event. *Globoquadrina asanoi*, *Globoquadrina kagaensis*, *Globoquadrina himiensis*, *Actinocyclus oculatus* and *Rhizosolenia praebergonii* were found in the intervals of AKOG-E, AKSK-F. The first appearance of *Actinocyclus oculatus* and *Globoquadrina himiensis* and the last appearance of *Globoquadrina asanoi*, *Globoquadrina kagaensis*, *Glo-*

boquadrina himiensis and *Rhizosolenia praebergonii* indicate that AKOG-E and AKSK-E are correlated to the "Olduvai" event. Within the interval of AKOG-D, AKSK-D, *Gephyrocapsa* spp., *Eucyrtidium matuyamai*, *Pseudoeunotia doliolus* and *Actinocyclus oculatus* were recognized. The first appearance of *Gephyrocapsa* spp., *Eucyrtidium matuyamai* and *Pseudoeunotia doliolus* and the last appearance of *Actinocyclus oculatus* and *Eucyrtidium matuyamai* assure that AKOG-D, AKSK-D can be correlated to the Matuyama reversed Epoch between "Olduvai" event and Jaramillo event. Correlation of the rest of magneto-zones are reserved because of poor occurrence in microfossils.

Radiometric dating : — Dating was carried out by K-Ar method at the laboratory of Prof. Y. Uyeda of the Tohoku University. Measured minerals were biotite. The results of measurement are shown in Table 2. A distinct discrepancy is noticed between the radiometric age obtained and the results of magnetostratigraphic and microbiostratigraphic correlation.